

ADVERTIMENT. La consulta d'aquesta tesi queda condicionada a l'acceptació de les següents condicions d'ús: La difusió d'aquesta tesi per mitjà del servei TDX (www.tesisenxarxa.net) ha estat autoritzada pels titulars dels drets de propietat intel·lectual únicament per a usos privats emmarcats en activitats d'investigació i docència. No s'autoritza la seva reproducció amb finalitats de lucre ni la seva difusió i posada a disposició des d'un lloc aliè al servei TDX. No s'autoritza la presentació del seu contingut en una finestra o marc aliè a TDX (framing). Aquesta reserva de drets afecta tant al resum de presentació de la tesi com als seus continguts. En la utilització o cita de parts de la tesi és obligat indicar el nom de la persona autora.

ADVERTENCIA. La consulta de esta tesis queda condicionada a la aceptación de las siguientes condiciones de uso: La difusión de esta tesis por medio del servicio TDR (www.tesisenred.net) ha sido autorizada por los titulares de los derechos de propiedad intelectual únicamente para usos privados enmarcados en actividades de investigación y docencia. No se autoriza su reproducción con finalidades de lucro ni su difusión y puesta a disposición desde un sitio ajeno al servicio TDR. No se autoriza la presentación de su contenido en una ventana o marco ajeno a TDR (framing). Esta reserva de derechos afecta tanto al resumen de presentación de la tesis como a sus contenidos. En la utilización o cita de partes de la tesis es obligado indicar el nombre de la persona autora.

WARNING. On having consulted this thesis you're accepting the following use conditions: Spreading this thesis by the TDX (www.tesisenxarxa.net) service has been authorized by the titular of the intellectual property rights only for private uses placed in investigation and teaching activities. Reproduction with lucrative aims is not authorized neither its spreading and availability from a site foreign to the TDX service. Introducing its content in a window or frame foreign to the TDX service is not authorized (framing). This rights affect to the presentation summary of the thesis as well as to its contents. In the using or citation of parts of the thesis it's obliged to indicate the name of the author

E.T.C.G

Departament d'Enginyeria del Terreny, Cartogràfica i Geofísica

Avances para estudios del riesgo sísmico a escala regional y local: aplicación a América Central y a la Bahía de Cádiz (Sur de España)

Por:

Víctor Schmidt Díaz

Directores:

Dr. Xavier Goula
Dra. Sara Figueras

Tutor:

Dr. Lluís G. Pujades

Universitat Politècnica de Catalunya

Barcelona, Junio de 2010

ACTA DE QUALIFICACIÓ DE LA TESI DOCTORAL

Reunit el tribunal integrat pels sota signants per jutjar la tesi doctoral:

Títol de la tesi: **Avances para estudios del riesgo sísmico a escala regional y local: aplicación a América Central y a la Bahía de Cádiz (Sur de España).**

Autor de la tesi: Víctor Schmidt Díaz

Acorda atorgar la qualificació de:

- ☐ No apte
- ☐ Aprovat
- ☐ Notable
- ☐ Excel·lent
- ☐ Excel·lent Cum Laude

Barcelona, de/d' de

El President

El Secretari

.....
(nom i cognoms)

.....
(nom i cognoms)

El vocal

El vocal

El vocal

.....
(nom i cognoms)

.....
(nom i cognoms)

.....
(nom i cognoms)

Agradecimientos

Este trabajo ha sido posible gracias al apoyo económico de distintas instituciones, a quienes me gustaría mencionar a continuación:

- Universidad de Costa Rica: beca durante los 24 meses que permanecí en Barcelona y en Noruega, a través de la Oficina de Asuntos Internacionales y de Cooperación Externa de esa Universidad.
- Universidad Politécnica de Catalunya - Instituto Geológico de Cataluña: beca complementaria durante los mismos 24 meses.
- MICIT y CONICT de Costa Rica: aporte complementario dentro de su Programa de Incentivos, con el cual pude desplazarme a Barcelona y a Noruega.
- Apoyo por parte de NORSAR, Noruega, al concederme un apartamento por tres meses durante los cuales realicé una pasantía de investigación en esa institución.
- El trabajo de campo realizado en Cádiz fue hecho con el soporte económico del proyecto RISTE: Riesgo de Terremotos y Tsunamis en España, el cual es financiado por la Dirección General de Investigación del Ministerio de Educación y Ciencia de España (número de referencia: GL2006-10311-C0303/BTE).

Le agradezco al Instituto Geológico de Cataluña, a NORSAR y al Instituto de Investigaciones en Ingeniería de la UCR por proporcionarme las facilidades necesarias para realizar esta investigación en sus instalaciones.

Para obtener las ecuaciones de atenuación de América Central, fue fundamental el aporte de datos hecho por las siguientes instituciones:

- Guatemala: CONRED (David Monterroso), INSIVUMEH (Enrique Molina) y a Juan Pablo Ligorria
- El Salvador: SNET (Douglas Hernández), UCA (Reynaldo Zelaya)
- Nicaragua: INETER (Emilio Talavera)
- Costa Rica: LIS (Aarón Moya), ICE (Alvaro Climent)
- Panamá: UPA (Eduardo Camacho)

Los resultados de las pruebas de SPT para la Bahía de Cádiz fueron facilitados por la empresa Vorsevi S.A., ubicada en El Puerto de Santa María (Ing. María Rotllán).

Quiero darle mis más sincero agradecimiento a los doctores Sara Figueras y a Xavier Goula, quienes además de ser mis directores de tesis, siempre me han dado su apoyo incondicional, sus consejos valiosos y su invaluable amistad durante los más de 16 años que tenemos de conocernos, desde la primera vez que me acerqué al Servei Geològic de Catalunya, ubicado en ese entonces en la Avinguda Parallel.

De igual forma, quiero agradecer al doctor Lluís Pujades, quien es mi tutor y quien me ha apoyado significativamente, tanto en el área académica como en la administrativa.

Muchas otras personas me han apoyado durante estos cuatro años de distintas maneras, entre ellas:

En Costa Rica, quiero agradecerle de manera especial al PhD Aarón Moya del Laboratorio de Ingeniería Sísmica (LIS), quien me dio oportunos consejos y valiosísima ayuda en lo referente a la creación de un formato común para los datos acelerográficos de América Central, así como revisiones y discusiones de distintas partes de la investigación. De igual manera, gracias a todo el personal del LIS por el apoyo en distintas etapas del procesamiento de los datos. Asimismo, gracias a la arquitecta Ofelia Sanou, directora del Instituto de Investigaciones en Ingeniería de la Universidad de Costa Rica y al personal de ese Instituto, por estar siempre dispuestos a ayudarme y a darme palabras de aliento.

En Barcelona, gracias a Albert Macau, quien me acompañó durante dos intensas semanas de trabajo de campo en la Bahía de Cádiz y con quien he discutido varios tópicos de esta investigación. A Beatriz Benjumea y a Heloise Cadet por sus valiosos consejos y entrenamiento en el uso del programa Geopsy. A Janira Irizarry por el apoyo en la generación de mapas con SIG. A Marta González por la ayuda en la interpretación de los mapas geológicos de la Bahía de Cádiz. A Teresa Susagna por las recomendaciones hechas a partir de sus lecturas. Gracias a los demás compañeros del Institut Geològic de Catalunya que también han ayudado en la realización de esta tesis.

En el trabajo de campo en Cádiz, gracias a Antonio Pazos, Diego Narvona, Tatiana Goded y Patrick Murphy por su ayuda.

In NORSAR, Norway, I would like to thanks Hilmar Bungum and John Douglas who were my advisers during a three-months research visit. Thanks for your valuable advice, support and information provided. I would also thanks Conrad Lindholm, Winnie Lindvik and Daniela Khun, thanks for your great logistical support!

En lo personal, quiero agradecer a mis dos familias: una en Costa Rica y la otra en Barcelona, a mis amigos y en especial a mi pareja. Ellos me han dado las mayores muestras de cariño, apoyo y sacrificio que uno se pueda imaginar.

Índice

Capítulo 1. Introducción.....	1
Chapter 1. Introduction (English version)	9
Parte I: Ecuaciones predictivas del movimiento del suelo para América Central. 15	
Capítulo 2. Atenuación de las ondas sísmicas: fundamentos teóricos	17
2.1 Expresión matemática.....	19
2.1.1 Expansión geométrica (elástica).....	20
2.1.2 Atenuación inelástica.....	21
2.2 Limitaciones en los modelos de atenuación	22
Capítulo 3. Consideraciones sobre la zona en estudio y los datos disponibles	23
3.1. Geología y neotectónica de América Central	25
3.2 Recopilación y selección de registros acelerográficos	30
3.2.1 Redes acelerográficas en América Central.....	30
3.2.2 Preparación de los datos	32
3.2.3 Asignación de parámetros sismológicos a los registros	36
3.3 Clasificación de suelos de las estaciones acelerográficas	37
3.3.1 Consideraciones preliminares.....	38
3.3.2 Método de clasificación propuesto	39
3.3.3 Aplicación de los métodos propuestos y resultados obtenidos	42
3.3.4 Comentarios finales referentes a la clasificación de suelos.....	53
3.4 Análisis de datos.....	53
Capítulo 4. Obtención de ecuaciones predictivas del movimiento sísmico del suelo	57
4.1 Antecedentes.....	59
4.2 Ecuaciones de atenuación para eventos de corteza o corticales	60
4.2.1 Consideraciones preliminares sobre los datos utilizados	60
4.2.2 Ecuaciones propuestas para GM PGA.....	64
4.2.3 Ecuaciones propuestas para GM PSA	72
4.3 Ecuaciones de atenuación para eventos por subducción	83
4.3.1 Consideraciones preliminares sobre los datos utilizados	83
4.3.2 Ecuaciones propuestas para GM PGA.....	86
4.3.3 Ecuaciones propuestas para GM PSA	93
4.4 Ecuaciones de atenuación para eventos por subducción y fallamiento local combinados	104
4.4.1 Consideraciones sobre los datos utilizados	104
4.4.2 Ecuaciones propuestas para GM PGA.....	109
Parte II. Microzonificación sísmica de la Bahía de Cádiz	117
Capítulo 5. Antecedentes.....	119

5.1 Generalidades de la zona en estudio.....	121
5.2 Revisión de la actividad sísmica histórica que afecta a la Bahía de Cádiz	123
5.3 Características geológicas de los suelos predominantes en la Bahía de Cádiz ..	127
5.4 Daños e intensidades macrosísmicas más importantes observadas en la zona en estudio.....	128
Capítulo 6. Marco teórico y metodológico	133
6.1 Técnica de la razón espectral H/V de registros de ruido ambiente	135
6.2 Técnica de arrays para la determinación de los espesores de capas y velocidades de ondas cortantes.....	138
6.3 Modelado unidimensional de la respuesta sísmica del suelo	140
6.4 Correlación entre la Intensidad de Arias con la Intensidad Macrosísmica para caracterizar los efectos de sitio	142
Capítulo 7. Caracterización de la respuesta sísmica local y microzonificación sísmica de la Bahía de Cádiz.....	143
7.1 Recopilación de la información geotécnica y geológica	145
7.2 Aplicación de las técnicas experimentales	150
7.2.1 Determinación de las frecuencias fundamentales del suelo por medio de la técnica H/V	150
7.2.2 Resultados de la aplicación de la técnica de <i>arrays</i> para la obtención de perfiles de Vs	161
7.2.3 Perfiles definitivos para los seis municipios.....	174
7.3 Aplicación de técnicas de simulación numérica.....	178
7.3.1 Selección de los acelerogramas para la modelización de la respuesta en superficie	178
7.3.2. Resultados obtenidos a partir del modelado de la respuesta en superficie ..	186
7.4 Microzonificación Sísmica de la Bahía de Cadiz.....	211
Capítulo 8. Conclusiones.....	219
Chapter 8. Conclusions (English version)	237
Capítulo 9. Bibliografía	251
Apéndice 1. Tabla base para realizar las inversiones (magnitudes Mw superiores a 6 y ordenadas para GM PGA y GMP SA para 0.25, 0.5 y 1 Hz).....	259
Apéndice 2. Conceptos sobre dinámica de suelos y ondas superficiales	271
Apéndice 3. Caracterización de un perfil de velocidades de suelo a partir de mediciones de ruido en superficie: método de <i>arrays</i>	285
Apéndice 4. Gráficos H/V para todos los sitios seleccionados en la Bahía de Cádiz ..	299

Capítulo 1. Introducción

Los estudios de riesgo sísmico se han convertido en una herramienta fundamental para la mitigación de los efectos destructivos que son consecuencia de los terremotos. A partir de ellos se ve beneficiada toda la población de una ciudad, región o país, ya que se posibilita una planificación urbana más realista, que considere el fenómeno sísmico como una variable importante dentro de sus regulaciones y normativas.

La información que se obtiene a partir de los estudios de riesgo sísmico es ampliamente utilizada por urbanistas, ingenieros estructurales, geólogos, ingenieros geotécnicos, sismólogos y muchos otros profesionales que gestionan las emergencias, ya que a través de su quehacer logran condiciones de vida cada vez más seguras. Los resultados de este tipo de investigaciones quedan generalmente contenidos en normas y códigos de diseño, así como en planes reguladores y otros documentos a disposición de los profesionales. Asimismo, este tipo de estudios pueden tener impactos en la política y economía de un país, a mediano y largo plazo.

Los estudios de riesgo sísmico son complejos y cada vez se vuelven más multidisciplinarios, ya que en ellos deben participar profesionales de distintas áreas como las mencionadas anteriormente, debido a que la información inicial requerida para desarrollarlos suele provenir de campos muy diversos.

Posiblemente, la mayor complejidad que conllevan los estudios de riesgo sísmico, es que en ellos hay una gran cantidad de variables involucradas y estas son difíciles de determinar en forma precisa. Una expresión ampliamente aceptada para la estimación del riesgo es la siguiente:

$$\text{Riesgo} = \text{Peligrosidad} * \text{Vulnerabilidad}$$

La peligrosidad, también conocida como peligro o amenaza, es la posibilidad de ocurrencia de un suceso potencialmente desastroso durante cierto periodo de tiempo en un sitio dado. La vulnerabilidad es el grado de pérdida de un elemento o grupo de elementos bajo riesgo, como resultado de la probable ocurrencia de un suceso desastroso. El riesgo corresponde al grado de pérdidas esperadas debido a la ocurrencia de un suceso particular y depende de la amenaza y de la vulnerabilidad (Cardona, 2007). Los temas relacionados con la vulnerabilidad quedan fuera del alcance de este estudio.

Dentro de la estimación de la peligrosidad, dos de las componentes más importantes son:

- 1) Las relaciones de atenuación de la onda sísmica, que permiten estimar los valores de la aceleración máxima del suelo o de la aceleración espectral esperada en un sitio específico, teniendo en cuenta la distancia a la fuente o a la zona de ruptura, la magnitud del sismo y el tipo de suelo en el emplazamiento donde se ha registrado, como variables principales. Estas relaciones se conocen también como ecuaciones predictivas del movimiento del suelo o en inglés, *ground-motion prediction equations* (GMPE).
- 2) La microzonificación sísmica por su parte, puede entenderse como la división de una región en áreas individuales donde se observan diferentes efectos debidos a

terremotos, por lo que es necesario tomar consideraciones distintas y específicas para cada una de estas áreas con respecto al diseño sismorresistente de estructuras y a la planificación del territorio (Roca et al., 2006). Los efectos de sitio o efectos del suelo, que forman parte esencial de la microzonificación sísmica, corresponden al estudio de las amplificaciones que generalmente sufren las ondas sísmicas en frecuencias determinadas, al propagarse por capas del suelo con distintas características dinámicas, hasta llegar a la superficie. Se enfocan a una escala más local que las ecuaciones de atenuación.

Estas dos componentes de los estudios de peligrosidad sísmica serán consideradas en este estudio y la metodología propuesta será aplicada a dos regiones distintas. La obtención de las ecuaciones de atenuación será tratada en la primera parte del documento y se aplicará a América Central (escala regional), mientras que el estudio de los efectos de sitio y la microzonificación sísmica asociada, se desarrollará en la segunda parte y se aplicará a la región de la Bahía de Cádiz ubicada en el sur de España (escala local).

A continuación se introducen las dos partes que estructuran esta memoria y se mencionan los objetivos que se pretende cumplir en cada una de ellas:

1.1 Parte 1. Ecuaciones predictivas del movimiento del suelo para América Central

A pesar de que Centroamérica es una de las regiones del mundo con uno de los niveles más elevados de peligrosidad sísmica, los estudios sobre movimiento fuerte en la región son relativamente recientes. Las redes de instrumentos, específicamente de acelerógrafos, existen desde hace unos 25 años con diferencias significativas en el número y tipo de instrumentos de un país a otro.

En la actualidad, se encuentran instrumentados: Guatemala, El Salvador, Nicaragua, Costa Rica y Panamá, y sin instrumentos: Belice y Honduras, que también son los países con la menor actividad sísmica de la región.

Sin embargo, el mayor número de instrumentos está concentrado en dos países. Por ejemplo, en diciembre de 2005 existía un total de 129 estaciones acelerográficas activas en la región y de estas, 49 (38%) eran de El Salvador y 42 (33%) de Costa Rica (Bundschuh & Alvarado, 2007).

Las relaciones de atenuación dependen de la existencia de una cantidad suficiente de acelerogramas de calidad. En la actualidad, alrededor de 95% de los instrumentos en operación son digitales y solamente un 5% son analógicos o híbridos (con un convertidor analógico-digital interno), que son ya considerados obsoletos o imprecisos.

Sin embargo, los instrumentos analógicos fueron los que predominaban cuando se obtuvieron las primeras ecuaciones predictivas para la región. A pesar de su fácil uso y mantenimiento, en muchos casos los registros entonces disponibles no cumplían con la calidad necesaria para ser utilizados en estudios confiables.

Los estudios de atenuación se han llevado a cabo en la región desde 1994, con datos de América Central y México (Climent et al., 1994; Dahle et al., 1995). A partir de ese

momento, otros autores como Schmidt et al. (1997) y Cepeda et al. (2004) han retomado el tema con datos provenientes de Costa Rica y El Salvador, respectivamente.

El trabajo que aquí se presenta replantea la obtención de ecuaciones predictivas a partir de una cantidad de datos muy superior a la existente en estudios previos, debido al registro de nuevos sismos en este periodo de tiempo (13 años) y principalmente al aumento de instrumentos digitales en sustitución de los analógicos, lo que permite disponer de registros más fiables y definidos, obtenidos con instrumentos de mucha mayor resolución.

Se definen los siguientes objetivos:

Objetivo General: Obtener relaciones de atenuación del movimiento del suelo a partir de registros acelerográficos de América Central, considerando la magnitud y el origen de los eventos, el tipo de suelo de los sitios de registro y la distancia desde el punto de registro como variables independientes.

Objetivos específicos:

- Uniformizar los acelerogramas recopilados en América Central, tanto en el formato de datos como en su procesamiento.
- Realizar una clasificación de suelos homogénea y sistemática, para todas las estaciones acelerográficas consideradas.
- Proponer ecuaciones predictivas del movimiento del suelo separando los datos según su origen, por subducción y por fallamiento local.

Para lograr estos objetivos, esta parte se divide en tres capítulos, cuyo contenido se describe brevemente a continuación:

Capítulo 2. Atenuación de las ondas sísmicas: fundamentos teóricos y antecedentes

En este capítulo se expone el desarrollo matemático en el que se sustenta el fenómeno denominado atenuación de la onda sísmica y se definen, uno a uno, los términos involucrados, con su correspondiente significado físico. Se comentan además algunas limitaciones importantes que ofrece este planteamiento.

Capítulo 3. Consideraciones sobre la zona en estudio y los datos disponibles

Se hace una descripción de los principales rasgos neotectónicos y de la geología en la región centroamericana, así como de las litologías más importantes. Se mencionan los tipos de suelo que predominan y su origen. Se describen las redes acelerográficas de la región, el formato unificado utilizado para todos los registros y algunas consideraciones sobre la asignación de los parámetros sismológicos. Se propone un método de clasificación de suelos para el emplazamiento de cada estación y finalmente se discute acerca de los métodos de regresión y programas empleados para la obtención de las ecuaciones predictivas.

Capítulo 4. Obtención de ecuaciones predictivas del movimiento sísmico del suelo

Se mencionan brevemente los antecedentes de esta investigación, referentes a ecuaciones predictivas obtenidas en el pasado en la región en estudio. Se presentan las ecuaciones de atenuación del movimiento del suelo obtenidas para sismos por fallamiento local, por subducción y finalmente, para eventos por fallamiento local y por subducción combinados.

1.2 Parte II. Microzonificación sísmica de la Bahía de Cádiz

El aporte al estudio de la peligrosidad sísmica a escala local en esta investigación corresponde a la microzonificación sísmica de la Bahía de Cádiz, por lo tanto, a los seis municipios que rodean esta bahía: Rota, El Puerto de Santa María, Puerto Real, San Fernando, Cádiz y Chiclana de la Frontera.

La iniciativa del estudio proviene de un proyecto del MICINN: Riesgo de terremotos y tsunamis en España (RISTE), en el cual participaron la Universidad Complutense de Madrid (UCM), el Real Instituto y Observatorio de la Armada (ROA) y el Instituto Geológico de Cataluña (IGC), con la finalidad de estudiar el riesgo en las costas españolas ante la ocurrencia de dos fenómenos naturales relacionados, como lo son los terremotos y los tsunamis, siendo las zonas de estudio el Golfo de Cádiz (donde han ocurrido sismos que han generado tsunamis en 1755 y 1969), y la costa española mediterránea.

El estudio de los efectos locales, relacionados con la propagación de las ondas sísmicas es de suma importancia debido a que es conocido, tanto a partir de terremotos históricos como recientes, que las características geológicas y geotécnicas locales de las capas más próximas a la superficie, pueden amplificar de manera importante el movimiento del suelo, contribuyendo así al aumento de los daños producidos por terremotos (Roca et al., 2006).

El estudio de microzonificación sísmica en la Bahía de Cádiz, permitirá caracterizar el movimiento del terreno según los distintos tipos de suelo presentes.

La determinación de los periodos predominantes y de los perfiles de los suelos (velocidad de onda cortante y espesor de cada capa), se hará a partir de la aplicación de las técnicas empíricas denominadas: H/V y *arrays*, respectivamente. La respuesta del suelo en superficie se obtendrá mediante la aplicación un método numérico 1-D lineal equivalente (Shake), que permite modelar la respuesta en la superficie a partir de un modelo de capas unidimensional y un *input*, definido como un acelerograma en roca (sismo de referencia).

Con base en lo anterior, el **objetivo principal** de esta etapa de la investigación es: determinar los efectos de sitio en seis municipios de la Bahía de Cádiz, a partir de la aplicación de técnicas empíricas y numéricas y realizar la microzonificación sísmica de la zona en estudio.

Como **objetivos específicos** se consideran los siguientes:

- Revisar la información existente y los antecedentes: mapas geológicos, actividad sísmica histórica y reciente, estudios previos que permitan dar un panorama

general de la zona de estudio, así como la información más específica sobre los tipos de suelo predominantes.

- Aplicar la técnica empírica H/V para la obtención de las frecuencias predominantes en los sitios seleccionados.
- Utilizar el método de *arrays*, para obtener perfiles de suelo debidamente caracterizados (velocidad de onda cortante y espesor de cada capa hasta identificar un suelo firme o roca en profundidad), que sean representativos de la zona en estudio.
- Usar un método numérico que permita la modelación de la respuesta en superficie de los perfiles de suelo, previa selección de las formas de onda de entrada o *inputs* que corresponden a los escenarios que se considerarán.
- Obtener espectros de repuesta en superficie y compararlos con los propuestos por la normativa vigente adaptados a los distintos emplazamientos donde se han realizado las medidas experimentales.
- Realizar la microzonificación sísmica en términos de incrementos de la intensidad macrosísmica de los distintos tipos de suelo respecto a la roca y representar estos resultados en forma de mapas, por medio de la interpolación de los incrementos obtenidos en los puntos de medida.

Esta etapa de la investigación se divide en tres capítulos. A continuación se introducen los contenidos de cada uno de ellos:

Capítulo 5. Antecedentes

En este capítulo se hace referencia a las características geográficas, así como una breve revisión histórica de la actividad sísmica que ha afectado a la zona en estudio y se caracterizan los suelos que predominan en los seis municipios de la Bahía de Cádiz, a partir de la información contenida en las hojas geológicas 1061, 1068 y 1069 escala 1:50 000 del Instituto Geológico y Minero de España (IGME, 1990). Se hace una breve descripción de los daños más importantes observados en la región a raíz del principal terremoto que la ha afectado.

Capítulo 6. Marco teórico y metodológico

Se describen los principales fundamentos teóricos de las técnicas empleadas para la determinación de los efectos de sitio, que en este estudio son dos técnicas empíricas (HV y *arrays*) y una numérica (Shake). Se describe además el procedimiento empleado para la realización de la microzonificación sísmica en términos del incremento de la intensidad macrosísmica de los distintos tipos de suelo respecto a la roca.

Capítulo 7. Caracterización de la respuesta sísmica local y microzonificación sísmica de la Bahía de Cádiz

Se presenta la recopilación de datos geotécnicos y geológicos requeridos para la identificación preliminar de los sitios con efectos de sitio potenciales. Seguidamente, los resultados de la aplicación de la técnica H/V son discutidos para los seis municipios considerados y se comparan además con mapas que contienen la geología superficial simplificada. Se obtienen las curvas de dispersión y de autocorrelación generadas con el uso del método de *arrays* (técnicas FK y SPAC) y los perfiles de suelo creados a partir

de la inversión de estas curvas. Se crean perfiles de velocidad definitivos obtenidos con base en los resultados de los *arrays* y las pruebas NSPT disponibles.

En la parte siguiente, se seleccionan escenarios específicos según la Norma de Construcción Sismorresistente (NCSE02, 2002) y con base en ellos y a la técnica numérica descrita en el capítulo anterior (programa Shake), se obtienen los acelerogramas en superficie para todas las columnas de suelo seleccionadas. Seguidamente, se obtienen espectros de respuesta en superficie que son comparados con los espectros de diseño contenidos en la norma mencionada, así como con el Eurocódigo (EC-8, 2001).

Al final de este capítulo, se procede a realizar la microzonificación sísmica a partir de la estimación de las amplificaciones del movimiento del suelo con base en los incrementos de las intensidades macrosísmicas, calculadas con las correlaciones entre ellas y las Intensidades de Arias a partir de los acelerogramas en roca y en superficie, obtenidos con la técnica numérica empleada. Esto es presentado por medio de mapas.

Finalmente, se presenta el **capítulo 8** correspondiente a las conclusiones, el **capítulo 9** que contiene la bibliografía utilizada y **cuatro apéndices**, con información de soporte al contenido principal de esta investigación.

Chapter 1. Introduction (English version)

Seismic hazard studies have become an essential tool for mitigating the destructive effects that often result from strong earthquakes. Entire cities, regions, and even countries can benefit from them by considering the earthquake risk into urban planning regulations.

The information derived from such studies is mostly used by urban planners, structural engineers, geologists, geotechnical engineers, seismologists, and other professionals in order to develop emergency response plans. The results of such research are usually contained in seismic design codes as well as master plans and other documents available to people. Those studies can also have an impact on politics and the economy of a country, in the short or even the long term.

In spite of their importance, seismic hazard studies are very complex and require the involvement of multidisciplinary professionals from very diverse fields. The complexity is explained in that these studies involve many variables that most of the time are difficult to determine accurately. A widely accepted expression for the risk estimate is as follows:

$$\text{Risk} = \text{Hazard} * \text{Vulnerability}$$

The hazard is the possibility of occurrence of a potentially disastrous event for a certain period of time at a given site. The vulnerability is the degree of loss of an element or group of elements at risk resulting from the probable occurrence of a disastrous event. Risk is the degree of expected loss due to the occurrence of a particular event as a function of hazard and vulnerability (Cardona, 2007). The vulnerability issues are outside the scope of this study.

To estimate the seismic hazard, two of the most important components are:

- 1) Wave attenuation relations, which can estimate the values of peak ground acceleration or spectral acceleration expected at a specific site, as a function of the distance from the epicenter to the station, the magnitude of the earthquake, and the soil type at the recording site. This is also known as predictive modeling or ground-motion prediction equations (GMPE).

- 2) The seismic microzoning, can be understood as the division of a region in individual areas that have different effects due to earthquakes, so it is necessary to take different and specific considerations for each of those areas in the design earthquake resistant structures and land use plans (Roca et al., 2006). The site effects or soil effects, which are an essential part of the seismic microzoning, correspond to the study of the amplifications that often seismic waves suffer at specific frequencies to propagate in soil layers with certain characteristics, reaching the surface. They usually focus on a more local scale than the seismic attenuation studies.

These two components of seismic risk studies will be considered in this study and will be applied to two different regions. Attenuation models are treated in the first part of the document and will be obtained for Central America (regional scale), while the study of site effects and the associated seismic microzoning is discussed in the second part of the document for the region known as the Bay of Cadiz in southern Spain (local scale).

1.1 Part I. Predictive equations of the strong-ground motion for Central America

Central America has one of the highest seismic hazards in the world; however, strong motion studies in the region are relatively recent. Networks of instruments, specifically accelerographs have existed for 25 years, with significant differences in the number and type of instruments from one country to another.

Countries which have strong motion networks are Guatemala, El Salvador, Nicaragua, Costa Rica, and Panama. However, not all of them have the same number of accelerographs. In 2005, there were a total of 129 strong motion instruments of which 49 of them (38%) were in El Salvador and 42 (33%) in Costa Rica (Bundschuh & Alvarado, 2007). Countries without instrumentation are Belize and Honduras. These countries also have the lowest seismic activity in the region.

Prediction models depend on the existence of sufficient quantity of high quality accelerograms. In 2009, about 95% of the operating instruments were digital, and only 5% were analog. Inside the 5% of analog types there were also hybrids (with an internal analog-digital converter), but they were considered to be obsolete or inaccurate. Records from analogue instruments were mostly used when the first models were obtained in 1994. Despite their relatively easy functioning and maintenance, in many cases their records were not of good quality to be used in this kind of studies.

Attenuation studies have been conducted in the area since 1994 using data from Central America and Mexico (Climent et al., 1994; Dahle et al., 1995). Later authors such as Schmidt et al. (1997) and Cepeda et al. (2004) included more data from Costa Rica and El Salvador, respectively.

The work presented here improves previous works in that: 1- A much larger number of records have been used (including a 13 year gap since the 1997 study), and 2- Most of the data comes from digital accelerographs which enhances the quality of the result.

The objectives are as follows:

Main Objective: To obtain ground motion predictive equations (GMPE) from the strong-motion accelerometer records from Central America, considering the magnitude and origin of the events, the distance from the source and the soil type at the registration site as independent variables.

Specific objectives:

- Creation of a standard for the Central American strong motion data, both in format and in processing.
- Perform a homogeneous and systematic soil classification for all stations considered in this study.

- Propose predictive models of ground motion separating the data according to the origin: subduction and local faulting (crustal).

In order to achieve these objectives, this part is divided into three chapters, whose contents are briefly described below:

Chapter 2. Attenuation of seismic waves: theoretical background.

Mathematical development of seismic wave attenuation and its physical meaning is treated in this chapter. Some important limitations offered by this approach are also discussed.

Chapter 3. Considerations on the study area and available data.

Description of the main neotectonic and geological features in the Central American region as well as the major lithologies are presented. Prevailing soil types and their origin is also discussed. Accelerographic networks in the region are described, the unified format used for all records and some considerations on the allocation of seismic parameters are also presented. A method of soil classification for the location of each station is also applied and finally, the regression methods and programs used for obtaining the equations are discussed.

Chapter 4. Obtaining predictive equations of earthquake ground motion.

The results are studied in light of similar studies carried out in the region by other authors. Attenuation equations of ground motion are obtained for three scenarios: 1- local faulting (crustal) earthquakes, 2- subduction type events, and 3- for events coming from local and subduction faulting combined.

1.2 Part II. Seismic microzoning in the Bay of Cadiz

The local seismic hazard approach developed in this work was applied to the Bay of Cadiz region. The Bay of Cadiz region is defined by the six municipalities that surround the bay area and are described in more detail in chapter 5. They are: Rota, Cádiz, El Puerto de Santa María, Chiclana de la Frontera, San Fernando and Puerto Real.

The initiative comes from the research project: Risk of earthquakes and tsunamis in Spain (RISTE), in which the *Universidad Complutense de Madrid* (UCM), the *Real Instituto y Observatorio de la Armada* (ROA), and the *Instituto Geológico de Cataluña* (IGC) have taken part. The project aims at studying the risk of earthquake and tsunami along the Spanish coast in the Gulf of Cadiz (where there have been earthquakes that generated tsunamis in 1755 and 1969), and the Spanish Mediterranean coast.

The study of the influence of local effects in the attenuation and amplification of ground motion is very important. It is known, both from historical and recorded earthquakes that the geological and geotechnical characteristics of the layers closer to the surface can significantly amplify ground motion, thus contributing to increased damage from earthquakes (Roca et al., 2006). It is necessary to conduct a study of seismic

microzoning in the area to characterize the ground motion for different types of existing soils.

The determination of predominant periods and soil velocity profiles (shear wave velocity and thickness of each layer), will be done applying empirical techniques known as H/V and array, respectively. The response of soil surface is obtained by applying numerical lineal–equivalent method (Shake), which allows obtaining the response at the surface from a one-dimensional layer model and an input, defined as a rock accelerogram (reference earthquake).

Based on the previous considerations, we can say that the **main objective** of this part is to determine the site effects in six municipalities in the Bay of Cadiz using empirical and numerical techniques to perform seismic microzoning of the study area.

The specific objectives are considered as follows:

- Review existing information and history: geological maps, historical and recent seismic activity, previous studies that could give an overview of the area as well as more specific information on predominant soil types.
- Implement the empirical technique H/V to determine the predominant frequencies in the selected sites.
- Use the array method to obtain appropriately characterized soil profiles (shear wave velocity and thickness of each layer to identify a stiff ground or rock in depth), representative of the area of study.
- Use a numerical method that allows the modeling of the response surface of the soil profiles, upon selection of the input waveforms that correspond to the scenarios to be considered.
- Obtain response spectra at the surface and compare them with those proposed under the current design codes adapted to the different locations where experimental measurements have been made.
- Obtain microzonation increases in terms of macroseismic intensity of the different types of soil on the rock and represent those results in maps through interpolation of the levels achieved in the measurement points.

This part of research is divided into three chapters, through which it is intended to meet the proposed objectives. The contents are described below.

Chapter 5. Background.

This chapter refers to the geographical features. A brief review of historical seismic activity that has affected the study area is also presented. Predominant soils are characterized for the six municipalities in the Bay of Cadiz, based on the information on geological maps 1061, 1068 and 1069 scale 1:50 000 of the *Instituto Geológico y Minero de España* (IGME, 1990). A brief description of major observed damage due to the most important earthquake that have occurred in the region is also presented.

Chapter 6. Theoretical and methodological framework.

This chapter describes the theoretical foundations of the techniques used for determining the site effects. In this study it corresponds to two empirical techniques

(H/V and arrays) and one numerical simulation (Shake). It also describes the procedure followed for obtaining the seismic microzoning of the region in terms of macroseismic intensity increase associated to the different soil types with respect to the rock.

Chapter 7. Characterization of local seismic response and seismic microzoning of the Bay of Cadiz.

The geotechnical and geological data collected required for the preliminary identification of sites with potential site effects are presented. Then, the results of applying the technique H / V are discussed for the six municipalities and compared with maps containing the simplified surface geology. The dispersion and the autocorrelation curves arising from the use of the method of arrays (FK and SPAC techniques) and the soil profiles created from the inversion of these curves are also presented. Final velocity profiles are obtained based on the results of the arrays and the available NSPT.

In the next part, specific scenarios are selected based on *Norma de Construcción Simorresistente de España* (NCSE02, 2002) and based on them and the numerical technique described in the previous chapter (Shake program), accelerograms and response spectra are obtained for all selected soil profiles. Then, the surface response spectra are compared with the design spectra contained in that code, as well as the Eurocode (EC-8, 2001).

At the end of this chapter, the seismic microzoning from the estimate of the amplification of ground motion increases based on macroseismic intensities is obtained. It is calculated from the correlations between them and Arias intensities with the accelerograms of rock and surface. These results are presented in microzoning maps.

Finally, **Chapter 8** presents the conclusions, **Chapter 9**, which contains the bibliography used and **four appendices** with supporting information to the main content of this research.

Parte I: Ecuaciones predictivas del movimiento del suelo para América Central

Capítulo 2. Atenuación de las ondas sísmicas: fundamentos teóricos

En este capítulo se expone el desarrollo matemático en el que se sustenta el fenómeno denominado atenuación de la onda sísmica y se definen, uno a uno, los términos involucrados con su correspondiente significado físico. Se comentan además algunas limitaciones importantes que ofrece este planteamiento.

2.1 Expresión matemática

Uno de los usos más generalizados a nivel mundial de los registros de aceleración, lo constituye las relaciones de atenuación de la onda sísmica, ya que forman parte fundamental de los estudios de peligrosidad sísmica, tanto determinísticos como probabilísticos. Autores como Rojas et al. (1998), han considerado que las ecuaciones de atenuación influyen en gran medida en los resultados que se obtengan en los estudios de peligrosidad. Los modelos de atenuación son utilizados además por ingenieros para estimar las fuerzas y/o desplazamientos a los que pueden ser expuestas las estructuras y con base en ellos, plantear las medidas correctivas requeridas para lograr un adecuado comportamiento estructural.

A nivel mundial, se han llevado a cabo una gran cantidad de estudios al respecto. Por ejemplo, Douglas (2004) hizo una recopilación de todas las ecuaciones de atenuación planteadas hasta esa fecha en el mundo y logró describir 165 modelos para PGA como variable dependiente y 100 ecuaciones obtenidas a partir de ordenadas espectrales.

La predicción empírica del movimiento del suelo parte de la relación existente entre una variable dependiente y de varias independientes que representan las tres contribuciones principales al movimiento sísmico del suelo, que son: la fuente, la propagación y los efectos de sitio. Una expresión ampliamente aceptada para relacionar estos tipos de variables es la siguiente, (Boore & Joyner, 1982):

$$Y = b_1 e^{b_2 M} \left[e^{b_3 D} / D^{b_4} \right] e^{b_5 S} e^{b_6 P} \quad \text{Ecuación 2.1}$$

Aplicando logaritmos a ambos lados de la ecuación, queda en forma linearizada:

$$\ln Y = C_0 + C_m M - C_{LD} \ln D - C_D D + C_S S + C_P P \quad \text{Ecuación 2.2}$$

Donde:

Y es la variable dependiente, que suele ser considerada como la aceleración pico del suelo, la aceleración espectral, la velocidad espectral o la velocidad pico del suelo. En esta investigación se trabajará con los dos primeros casos.

Variables independientes:

M es la magnitud del sismo que generó el registro; en este caso será utilizada la M_w ,

D es una medida de distancia, para este trabajo se considerará como la hipocentral (distancia más corta al hipocentro), debido a que es el dato disponible según las agencias consultadas. En este caso se considerará $D = \sqrt{r^2 + r_h^2}$, donde r es la distancia hipocentral y r_h es un término ficticio introducido para resolver el problema de saturación del movimiento del suelo en el campo cercano (Dahle et al., 1995; García et al., 2005),

S es una variable binaria que representa la geología local del sitio,

P representa la incertidumbre en la predicción (0 y 1 para los percentiles 50 y 84, respectivamente),

C_0 , C_m , C_{LD} , C_D , C_S y C_P son los parámetros a determinar en la regresión.

De acuerdo con Campbell (2003), generalmente las distancias epicentral y la hipocentral son malas medidas de D para ser consideradas en los modelos de atenuación para sismos grandes (magnitudes M_w superiores a 6.5), debido a que estos sismos tienen áreas de ruptura extensas. Sin embargo, sí son distancias válidas principalmente para caracterizar sismos pequeños que puedan ser razonablemente representados por una fuente puntual o cuando el plano de ruptura puede ser identificado por sismos ya sucedidos.

Sin embargo, en el caso de América Central existen muy pocos modelos de ruptura claramente definidos para sismos moderados y grandes, por lo que se debe optar por el uso de la distancia hipocentral.

Otras distancias que suelen ser utilizadas de acuerdo con la disponibilidad de estudios son: r_{jb} (*distancia Joyner and Boore* o distancia más corta a la proyección vertical de la ruptura (Joyner & Boore, 1981)), distancia de ruptura (distancia más corta a la zona de ruptura), distancia sismogénica (distancia más corta a la zona simogénica de la ruptura), entre otras. Según Bolt & Abrahamson (2003), la mayor de todas es la hipocentral.

De acuerdo con Boore & Joyner (1982), es del criterio del investigador trabajar con parte o la totalidad de los términos de la ecuación 2.2, de acuerdo con la disponibilidad y fiabilidad de los datos, así como de características propias de la región.

Los coeficientes C tienen el siguiente significado físico: C_0 se refiere a la fuente generadora del sismo, C_m es el coeficiente de escala de la magnitud, que también está relacionado con la fuente, C_S con la condición de suelo y C_P con la incertidumbre de la predicción.

Los términos C_{LD} y C_D , que tienen que ver con la atenuación propiamente dicha, tanto elástica como inelástica, requieren una especial descripción.

2.1.1 Expansión geométrica (elástica)

Está representada por el término $-C_{LD} \cdot \ln D$ en la ecuación 2.2. Refleja la disminución de la amplitud de las ondas sísmicas en función de la distancia, debido a la variación de la energía por unidad de volumen, provocada por el aumento de la superficie del frente de ondas en un punto alejado de la fuente respecto otro más cercano. Cuando ocurre la ruptura, las ondas viajan en todas las direcciones; si la fuente es considerada como un

punto y los frentes de onda como esféricos (válido en el campo cercano), puede ser demostrado que la amplitud de las ondas decrece con una razón D^{-1} . Esta parte de la atenuación es causada por la naturaleza propia de la propagación de las ondas elásticas.

El término $-C_{LD} \cdot \ln D$ es descrito según el modelo propuesto por Herrmann & Kijko (1983) como igual a $G(D, D_0)$, que resulta ser una propagación puramente esférica en el campo cercano (por debajo de una cierta distancia D_0 , comúnmente definida como 100 km). En este caso, las amplitudes de las ondas decaen con la razón D^{-1} ya mencionada, siendo predominantes las ondas de volumen.

Sin embargo, esta expansión se vuelve cilíndrica para distancias mayores que D_0 , en la que predominan las ondas de superficie. En este caso, el decaimiento de las amplitudes de las ondas se da con una razón D^{-2} .

En vista de la diferencia en cuanto al tipo de propagación con la distancia, la expresión $G(D, D_0)$ se simplifica a $C_D \cdot \ln(D)$, que resulta válida para todas las distancias y para la cuál se han observado valores más bajos en la desviación estándar que si se asumen otras expresiones (Climent et al., 1994).

2.1.2 Atenuación inelástica

Es representada por el término $-C_D \cdot D$ dentro de la ecuación 2.2 y se basa en el hecho de que los materiales no son perfectamente elásticos; por lo tanto, si solo se tomara en cuenta la expansión geométrica dentro de la atenuación, el concepto quedaría incompleto. Físicamente, representa la pérdida de energía de las ondas sísmicas en forma de calor, como consecuencia de fricciones internas que presentan los materiales al viajar las ondas a través de ellos. Esta pérdida es debida a imperfecciones de la elasticidad de estos materiales.

El coeficiente C_D se iguala a:

$$C_D = \frac{\pi * f}{Q * v} \quad \text{Ecuación 2.3}$$

Donde:

f es la frecuencia,

v es el promedio de las velocidades de onda cortante,

Q es el factor de calidad (adimensional), definido como $Q = Q_0 f^n$ que mide la fricción interna o inelástica del material si este se somete a ciclos de esfuerzos a una cierta frecuencia. Q_0 es una constante y n es una constante positiva menor que la unidad.

Valores altos de Q reflejan materiales con comportamiento elástico, mientras Q bajos se refieren a materiales menos elásticos, con mayor propensión a atenuar la energía (Tapia, 2006).

2.2 Limitaciones en los modelos de atenuación

Según Zhao et al. (2006b), los modelos de atenuación son sensibles a las siguientes consideraciones:

- a) Dentro de la ecuación 2.2 se considera una simple medida de la energía del sismo, usualmente representada por la magnitud como parámetro único.
- b) Una simple representación de la propagación de la onda sísmica, contenida en dos términos que explican la geometría y la atenuación inelástica, respectivamente.
- c) Una única medida de la distancia, usualmente definida como la línea recta más corta entre el sitio particular y el plano de ruptura, o bien, la distancia hipocentral cuando el modelo de ruptura no está disponible, que es el caso más común para los datos de América Central.
- d) Una simple y muchas veces incorrecta representación de los efectos de sitio debido a clasificaciones inválidas del tipo o clase del suelo, ya que suele ser asignada de acuerdo con parámetros simples como: observaciones en mapas geológicos y geotécnicos, estudios de pruebas geofísicas como SPT, promedio de ondas cortantes para los primeros 30 metros de profundidad o bien, a partir de modelos numéricos unidimensionales que permiten la identificación del periodo fundamental del suelo en el sitio.

A pesar de que las limitaciones mencionadas y muchas otras que se puedan plantear son válidas y estarán presentes en mayor o menor medida en cualquier estudio de esta naturaleza, es necesario plantear modelos regionales, aún cuando estos sean preliminares y deban ser sometidos a revisiones, tanto en sus fundamentos teóricos como en lo referente a los datos utilizados, ya que es la única forma de aproximarse a un mejor conocimiento real de la atenuación de la onda sísmica. De lo contrario, para la realización de estudios de peligrosidad sísmica deben adoptarse ecuaciones predictivas del movimiento del suelo obtenidas en otras regiones del mundo, lo que puede conducir a estimaciones poco realistas.

Capítulo 3. Consideraciones sobre la zona en estudio y los datos disponibles

Se hace una descripción de los principales rasgos neotectónicos y de la geología en la región centroamericana, así como de las litologías más importantes. Se mencionan los tipos de suelo que predominan y su origen. Se describen las redes acelerográficas de la región, el formato unificado utilizado para todos los registros y algunas consideraciones sobre la asignación de los parámetros sismológicos. Se propone un método de clasificación de suelos para el emplazamiento de cada estación y finalmente se discute acerca de los métodos de regresión y programas empleados para la obtención de las ecuaciones predictivas.

3.1. Geología y neotectónica de América Central

El istmo centroamericano se compone de 7 países: Guatemala, Belice, Honduras, El Salvador, Nicaragua, Costa Rica y Panamá, que cubren un área de aproximadamente 50 millones de hectáreas, con 39 millones de personas en 2003, que corresponde a una densidad de población de 71 habitantes por km².

Desde el punto de vista sismológico, la Fosa de América Central (o Fosa Mesoamericana) es la que representa la característica más notable de esta región (Figura 3.1a). Se ubica en el océano Pacífico, desde la frontera de Guatemala y México en el norte hasta el sur de Costa Rica, donde se vuelve difusa. Esta fosa es el comienzo de la colisión y la subducción de la placa del Coco (bloque de piso) debajo de la placa de Caribe (bloque de techo), por lo que se generan sismos de gran tamaño, incluso de magnitudes superiores a 8.0, con mecanismos predominantemente inversos y la formación de numerosos volcanes activos en la parte continental (Montero et al., 1997). Algunos mecanismos focales de sismos ocurridos entre 1976 y 1997 se muestran en la Figura 3.1b (de Guendell & Protti, 1998).

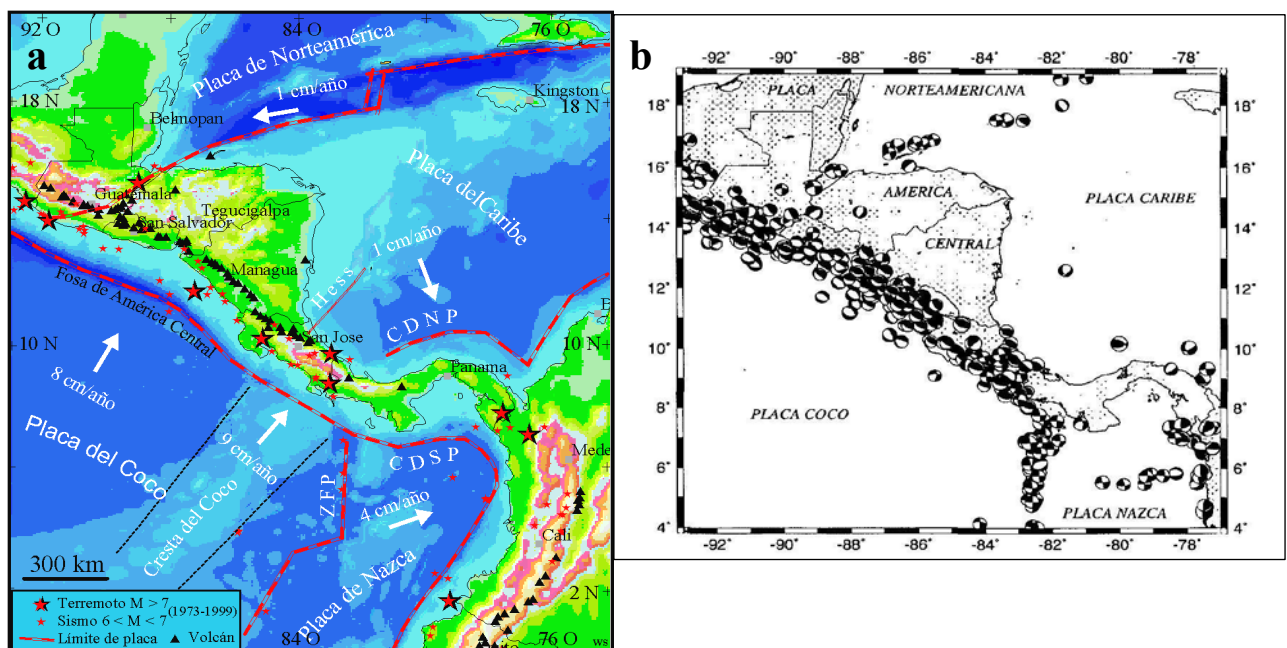


Figura 3.1. Mapas de América Central: a) tectónico y b) mecanismos focales de 1976 a 1997 (tomados de Schmidt et al., 2005 y Guendel & Protti, 1998, respectivamente).

La zona de subducción está dividida en varios segmentos de 100-300 km de longitud, cada uno con diferentes ángulos *strike*, *dip* y geometría de la zona de Benioff, debido a las diferentes edades de la corteza oceánica. La subducción se inicia en la Fosa de América Central como se mencionó anteriormente, con fallas normales dentro de los 10 km desde la fosa hacia la costa, y fallas inversas a profundidades entre 15 y 50 km (Qintero & Guendell, 2000; DeShon et al., 2003; Norabuena et al., 2004). A profundidades entre 50 y 280 km, se producen sismos intraplaca o *in-slab* (subducción profunda) y en general predominan mecanismos de tipo normal (Guendell & Protti, 1998).

La zona de Benioff se vuelve difusa en el sur de Costa Rica, donde aparece la Serranía del Coco. Hacia el este se ubica la Zona de Fractura de Panamá, que es un sistema de fallas que separa la placa del Coco de la placa de Nazca.

Los terremotos más grandes de subducción se han producido en los segmentos de la fosa frente a las costas de Guatemala, El Salvador y Nicaragua. El segmento de la fosa frente a la costa de Costa Rica no genera sismos de gran magnitud debido a un menor ángulo de subducción, como consecuencia de una corteza continental más joven y débil. El terremoto de El Salvador en 2001 es el más reciente ocurrido en la zona de subducción y según su mecanismo focal y su profundidad de 60 km, es clasificado como *in-slab* (Molina et al., 2008).

El arco volcánico de Centroamérica, como otra consecuencia de la subducción, representa un área compleja y heterogénea. Se caracteriza por la ocurrencia de eventos sísmicos superficiales de magnitud baja y moderada (hasta 6.5) que históricamente han producido daños importantes, debido a que es uno de los arcos más densamente poblados del mundo. Las rupturas asociadas a esta zona sísmica son generalmente de desplazamiento lateral, de dirección longitudinal o transversal al arco (Montero et al., 1997).

Este arco se interrumpe abruptamente al sur de Costa Rica debido a la subducción de la litosfera oceánica más joven (Guendel & Protti, 1998). Se introduce a la vez, en el marco del continente, la Serranía submarina del Coco, que llegó a la Fosa de América Central un millón de años atrás y que tiene un relieve topográfico elevado, generado por el punto caliente de Galápagos.

A la altura de Punta Burica (extremo sureste de Costa Rica) se forma un punto triple de interacción entre las placas: del Coco, de Nazca y el bloque de Panamá. A lo largo de las costas del Pacífico panameño (istmo de Panamá), se ubica el límite de placa del Bloque de Panamá con la de Nazca, a pesar de no estar bien definido en su totalidad.

La placa del Caribe limita hacia el norte con el sistema de fallas Chixoy-Plochic, Motagua y Jocotán-Chamalecón, correspondiente al límite de placas entre las del Caribe y la de Norteamérica. Este límite está gobernado principalmente por movimiento transcurrente de componente lateral izquierdo (Guendel & Protti, 1998).

En el Mar Caribe, frente a las costas de Costa Rica y Panamá, se encuentra el Cinturón Deformado de Panamá (CDNP), el cual es considerado como un margen convergente en la placa del Caribe (Montero et al., 1997).

Por otro lado, la intensa actividad sísmica en Costa Rica entre 1990 y 1993 ha generado una teoría sobre la existencia de una zona de cizalla que atraviesa el país en un eje este-oeste. La zona sur de este bloque podría definir el norte del bloque de Panamá (Guendel & Protti, 1998).

Este complejo marco tectónico de la región ha traído como consecuencia numerosos sismos destructivos: 52 con magnitudes entre 5.0 y 6.5 ocurridos entre los años 1900 y 2002, principalmente generados en el arco volcánico y 51 con magnitudes mayores a 7.0 ocurridos fuera de dicha área, en las costas o cerca de ellas. (Rojas et al., 1993). Algunos de estos se citan en la tabla 3.1.

Tabla 3.1. Algunos terremotos importantes ocurridos en América Central de 1600 a 2009.

Año	Día	Magnitud	País-lugar	Personas muertas	Pérdidas (US\$)
1621	2 de mayo	7.5	Panamá	2	Severas
1882	7 de septiembre	7.7	Panamá	5 (60)	Severas
1902	19 de abril	8.3	Costas de Guatemala y El Salvador	132	Severas
1910	13 de abril	---	Cartago, Costa Rica	1 750	Moderadas
1910	4 de mayo	---	Cartago, Costa Rica	700	Severas
1931	31 de marzo	6.0	Managua, Nicaragua.	2 450	30 millones USD
1934	17 de julio	7.7	Golfo Chiriquí, Panamá	1	750 000 USD
1936	20 de diciembre	---	Costa de El Salvador	200	Severas
1942	6 de agosto	8.3	Costa de El Salvador	9	Moderadas
1972	23 de diciembre	6,2	Managua, Nicaragua	11 000	800 millones USD
1976	Marzo	7,5	Guatemala	25 000	1 250 millones USD
1986		5,7	San Salvador	1500	1 400 millones USD
1991	22 de abril	7,6	Limón, Costa Rica	98	188 millones USD
2001	13 de enero	7.6	El Salvador	800	Severas
2001	13 de febrero		San Salvador	311	Severas
2003	25 de diciembre	6.5	Puerto Armuelles, Panamá	2	Moderadas
2009	8 de enero	6.2	Cinchona, Costa Rica	23	468 millones USD

Los suelos predominantes en América Central son muy variados, como consecuencia de la complejidad del medio ambiente en el que interactúan diferentes tipos de roca, el clima, la topografía irregular y de los organismos vivos, incluidos los seres humanos.

En las montañas y valles a lo largo del eje central del istmo centroamericano predominan rocas volcánicas, incluyendo los flujos de lava y depósitos de cenizas, así como rocas piroclásticas, con excepción de un intrusivo situado en el sureste de Costa Rica. Las zonas de montaña se encuentran hacia la costa del Pacífico del istmo (sistemas montañosos generados por los procesos de subducción). Por otro lado, las llanuras costeras del Caribe dominan grandes extensiones. En los cauces de los ríos predominan los procesos de erosión y al estar deforestados en muchos casos, se agrava esta situación.

La Figura 3.2 muestra un mapa simplificado de las condiciones del suelo que prevalece en América Central, basado en Bundschuh & Alvarado (2007). Se observa el predominio de rocas volcánicas y en también de rocas sedimentarias. Se indica además la ubicación de las estaciones acelerográficas de El Salvador, Nicaragua y Costa Rica.

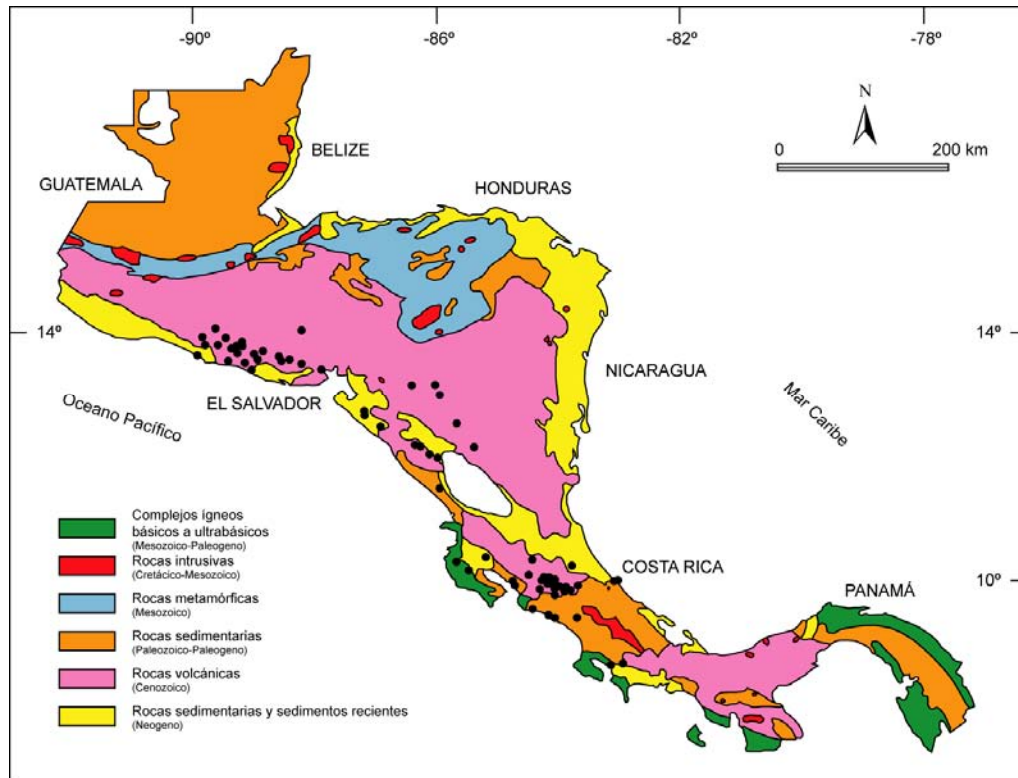


Figura 3.2. Mapa geológico simplificado de América Central según Bundschuh & Alvarado, 2007. Los puntos negros representan las estaciones acelerográficas.

Debido a que El Salvador, Costa Rica y Nicaragua son los países que han contribuido con la mayor cantidad de datos acelerográficos para este estudio, a continuación se presenta una breve descripción de las principales características geológicas de los materiales que predominan en esos tres países.

Geología simplificada de El Salvador

Alrededor del 25% del territorio de este país pertenece al Pleistoceno (Cuaternario) y el 70% está cubierto por rocas del Terciario, lo que confirma el hecho de que es un país joven. La mayor parte del territorio está cubierto de rocas volcánicas de riolita de origen basáltico.

Las principales unidades estratigráficas son (de acuerdo al Centro Nacional de Registros, 2000):

Aluvión (Holoceno reciente), se compone de grava, arena y arcilla y se encuentra a lo largo de ríos y depresiones locales. Los depósitos de este material se encuentran a gran escala en la planicie costera del sureste y el suroeste.

Capas de San Salvador (Holoceno y el Pleistoceno), son materiales de extrusión provenientes de la cadena de volcanes jóvenes que cruza hacia el sur.

Estratos de Cuzcatlán o Guazapa (Pleistoceno-Plioceno), productos de extrusión de los volcanes individuales que forman la antigua cadena volcánica que atraviesa el norte, incluyendo: tobas y cenizas volcánicas endurecidas.

Rocas: abundan las ígneas volcánicas extrusivas. Los flujos de lava del tipo basáltico son comunes en las faldas de volcanes inactivos. Los alrededores de San Salvador, donde existe la mayor concentración de personas, bienes y servicios del país, están dominados por el polvo o cenizas volcánicas, conocidas localmente como “tierra blanca”. Otro producto que predomina es la piedra pómez de origen piroclástico, que es abundante en las proximidades de los volcanes de San Salvador, Ilopango Contepeque y que por lo general yacen en las rocas muy fracturadas.

Los escombros provenientes de coladas volcánicas (*volcanic debris*), compuestas fundamentalmente por depósitos de barro volcánico, lahares y conglomerados, dominan los suelos hacia el sur y al suroeste de San Salvador. A lo largo de la costa central de El Salvador, predominan principalmente rocas sedimentarias con intercalaciones de materiales piroclásticos. La costa este está dominada por lavas andesíticas y basálticas y en la costa oeste predominan en su mayoría, sedimentos volcánicos detríticos con materiales piroclásticos y flujos de lava intercalados.

Geología simplificada de Costa Rica (según Denyer & Alvarado, 2007)

La zona más antigua del país está localizada en la Península de Nicoya, que corresponde a basaltos toleíticos del Cretácico, los cuales cubren casi toda la península.

El Pacífico Central y en concreto el valle del General está formado por areniscas del Oligoceno y conglomerados del Mioceno litoral y sublitoral.

En el centro del país y concretamente en la Cordillera Volcánica Central se encuentra el Valle Central, donde se concentra la mayor cantidad de bienes y servicios del país y donde se localiza la mayor parte de estaciones acelerográficas. En esta región predomina sobre todo el vulcanismo del Pleistoceno, específicamente de lava, tefras y flujos de detritos (*debris avalanches and flows*).

Al oeste del Valle Central se encuentran otros centros importantes de población que históricamente han sido afectadas por terremotos destructivos y en esas zonas también se ubican varias estaciones acelerográficas, actualmente en funcionamiento. La geología de la región consiste en su mayor parte de vulcanismo del Mioceno.

La Cordillera de Talamanca, que corresponde a un área escasamente poblada, está dominada por intrusivos granitoides con facies gabroides del Mioceno. El norte del país, donde existe la más baja densidad de población, se ubican de las llanuras de Tortuguero y San Carlos que están conformados principalmente por sedimentos continentales de transición marina-costera del Cuaternario.

Geología simplificada de Nicaragua (según mapa geológico de Nicaragua, INETER & BRG, 2004).

Existe un claro predominio de rocas de origen volcánico donde se ubican los centros de población más importantes, así como de sedimentos en las costas. A continuación se describen según una simple subdivisión por zonas:

- Área Metropolitana de Managua: rocas volcánicas (lavas, tobas, aglomerados y escorias basálticas y andesíticas a basálticas) del Cuaternario.
- Costa Pacífica: al sureste: rocas volcánicas y sedimentarias (lutitas, areniscas y calizas silificadas, clastos de andesitas) del Paleógeno. Hacia el Lago de Nicaragua, rocas volcánicas y sedimentarias (piroclastos, andesitas, lutitas) del Cretácico. Al centro: rocas volcánicas del Cuaternario, rocas sedimentarias (areniscas tabáceas, lutitas y calizas) del Neógeno. Al noroeste: rocas volcánicas que rodean los volcanes, sedimentos consolidados y recientes hacia las costas (guijarros, suelos arenosos y arcillas) del Cuaternario. También rocas volcánicas y sedimentarias (piroclastitas, ignimbritas y lavas) del Neógeno.
- Franja central del país (del noroeste al sureste): predominio de rocas volcánicas (lavas basálticas, andesíticas, dicíticas, aglomerados) y depósitos volcánicos indiferenciados, todo del Neógeno. En el noroeste de esta franja, en la frontera con Honduras aparecen rocas metamórficas y sedimentarias (exquistos, cuarcitas, mármoles areniscas y lutitas) del Paleozoico. Son de las tierras más antiguas del país.
- Costa Atlántica (Mar Caribe): sedimentos consolidados y recientes (guijarros, arenas, suelos arenosos y arcillas) del Cuaternario. Corresponde a terrenos bajos y ondulados, entrecortados por pantanos y lagunas, cubiertos por depósitos de grava y arena.

3.2 Recopilación y selección de registros acelerográficos

3.2.1 Redes acelerográficas en América Central

Para obtener los registros acelerográficos de la región, fue necesario contactar con cada una de las instituciones que manejan acelerógrafos en América Central. A partir del segundo semestre de 2007 se logró recopilar todos los registros disponibles de El Salvador, Nicaragua y Costa Rica, Guatemala y Panamá.

Los acelerogramas utilizados para la obtención de las relaciones de atenuación deben provenir, en lo posible, de instrumentos digitales para evitar señales incompletas, saturadas o irregulares (cuando los niveles de aceleración son muy bajos y no tienen una relación señal-ruido aceptable, sobre todo en el caso de los registrados en películas fotográficas). Por esta razón, debido a que los acelerogramas más antiguos disponibles en la región son analógicos, se hace una selección visual (eliminando registros cortados) y calculada, considerando que la razón STA (*short term average*) respecto a LTA (*long term average*) sea entre 3 y 5, tal y como lo proponen diversos autores para la diferenciación entre sismos y vibraciones ambientales. (Atakan et al., 2004).

Una vez seleccionados los registros, se les aplican filtros pasa-banda, con rangos distintos para los analógicos y para los digitales, así como la corrección de la línea base. Se utiliza preliminarmente y como procedimiento estándar, un filtro Ormsby con un rango de frecuencias de 0.25 Hz a 23 Hz para los registros que provienen de instrumentos analógicos y un rango de 0.12 Hz a 47 Hz para los digitales, tal y como lo recomiendan los fabricantes de los instrumentos, ya que prácticamente la totalidad de los registros fueron obtenidos con equipos de la marca Kinemetrics Inc, Pasadena, California. Para ambos tipos de instrumentos, el muestreo es de 200 muestras por segundo.

La tabla 3.2 muestra los totales de estaciones y de registros por país, que corresponden a cantidades totales sin aplicar criterio de selección alguno. En la columna correspondiente a “registros disponibles” se muestra el número de acelerogramas con los que se cuenta en la actualidad, tanto los que provienen de instrumentos analógicos como digitales. En el capítulo siguiente se cuantificarán los registros utilizados para generar las distintas relaciones de atenuación específicas.

Los archivos que serán utilizados para obtener las relaciones de atenuación deben tener un formato común que permita un fácil manejo de los datos. Los acelerogramas disponibles provienen de redes acelerográficas distintas y en muchos casos los registros se encuentran en formatos diferentes, por lo que es necesario unificarlos.

Además, es necesario completar la información sísmológica complementaria asociada a cada registro, de modo que quede contenida en el encabezado o *header* del nuevo formato. Esto se ha logrado con el uso de programas en lenguaje Cygwin y Fortran, creados especialmente con este propósito y cuya estructura se discutirá más adelante.

Serán considerados preliminarmente registros acelerográficos provenientes de cinco países, que corresponden a ocho redes de acelerógrafos. Aún cuando estas no son todas las existentes en la región, si son las más numerosas en cuanto a número de estaciones y registros disponibles.

Tabla 3.2 Redes acelerográficas en América Central y su correspondiente número de registros disponible, sin aplicar ningún criterio de selección.

País	Red (institución)	No. total de estaciones (algunas inactivas en la actualidad)	No. de registros disponibles (sin realizar selección)
Guatemala	CONRED ¹	12	38
	INSIVUMEH ²	1	0
El Salvador	SNET ³	61	1436
	UCA ⁴	15	910
Nicaragua	INETER ⁵	15	232
Costa Rica	LIS ⁶	54	1253
	ICE ⁷	12	58
Panamá	UPA ⁸	8	14

¹ Coordinadora Nacional para la Reducción de Desastres, sede Ciudad de Guatemala.

² Instituto Nacional de Sismología, Vulcanología, Meteorología e Hidrología, Ciudad de Guatemala.

³ Servicio Nacional de Estudios Territoriales, sede en San Salvador.

⁴ Universidad Católica José Simeón Cañas, San Salvador.

⁵ Instituto Nacional de Estudios Territoriales, Managua.

⁶ Laboratorio de Ingeniería Sísmica, Instituto de Investigaciones en Ingeniería, Universidad de Costa Rica, San José.

⁷ Instituto Costarricense de Electricidad, San José.

⁸ Universidad de Panamá, Ciudad de Panamá.

En el caso de Guatemala, son muy pocos los registros disponibles de cada estación provenientes de CONRED y todos registrados por convertidores analógico-digital de Kinometrics (QDR), que ofrecen muy baja resolución, por lo que fueron eliminados del análisis.

Otros registros no considerados fueron los provenientes del ICE, debido a que son pocos por cada estación, varios de ellos obtenidos por instrumentos analógicos y los más recientes registrados por equipos digitales, no fueron cedidos a tiempo de acuerdo con la planificación de este estudio.

Una situación semejante ocurrió con los registros provenientes de Panamá, principalmente porque no fue posible transformar los formatos de la mayor parte de los registros que provienen de ese país y la cantidad de acelerogramas disponibles fue bastante poca, por lo que tampoco fueron incluidos.

Tomando en cuenta lo anterior, se observa que la mayor cantidad de registros recopilados son aportados por El Salvador, seguido de Costa Rica, Nicaragua, Guatemala y Panamá, en ese orden.

Tal y como se comentará en el capítulo 4, uno de los modelos que se propone requirió la inclusión de registros del sur de México, debido a la falta de completitud de sismos de magnitudes M_w altas (entre 6.5 y 8), de acuerdo con el gráfico de magnitud vs. distancia hipocentral, tomando en cuenta la información registrada en la región hasta el 2009.

Por esta razón se incluyen para una parte del estudio 69 registros del sur de México correspondientes a 6 eventos, obtenidos en 28 estaciones, todas ubicadas en roca de acuerdo con la información suministrada por el Instituto de Investigaciones de la UNAM.

3.2.2 Preparación de los datos

Debido a que la información disponible para América Central se encuentra en formatos distintos y a que es necesario contar no solo con los acelerogramas, sino también con la información sismológica asociada al sismo (localización, profundidad, magnitud, entre otros) y con la geología superficial precisa del sitio de registro, se decidió transformar todos los acelerogramas a un formato común con extensión *.lis. Este contiene un encabezado bastante completo, que incluye toda la información requerida para el estudio de atenuación y luego, tres columnas con valores de aceleración en componentes norte-sur, vertical y este-oeste, respectivamente. Existen bases de datos en otras partes del mundo que contienen algunos de estos registros de América Central, pero presentan la dificultad de que cada registro no contiene toda la información requerida o no se tiene acceso a ella. Por esta razón, se decidió crear un formato único

en código ASCII, de manera que pueda ser leído por cualquier programa o editor de texto.

El proceso de generación de estos archivos depende de los datos originales de cada país, debido a que no son todos iguales. Un caso sencillo es el de Nicaragua, ya que todos los registros suministrados tenían extensión *.evt (registros digitales obtenidos por instrumentos ETNA de Kinemetrics Inc.). A partir de estos archivos, se generaron los *.V1 (volumen 1) y *.V2 (volumen 2) con programas propios de esa empresa, aplicando el filtro pasabanda ya mencionado. Casos más complejos son los de Costa Rica y El Salvador, ya que los formatos de los archivos varían y en algunos casos, hasta el orden de las componentes de los registros aparece invertido.

A partir de los archivos *.V2, se obtuvo el archivo *.A0 que corresponde al mismo *.V2 pero con un nombre asociado directamente al registro, por ejemplo:

200006290217CSLG

Donde los dígitos 1 al 4 corresponden al año, los dígitos 5 y 6 al mes, el 7 y 8 al día, del 9 al 12 a la hora y minutos y los últimos cuatro a la estación de registro.

Esto se logró a partir de programas *shell* escritos en lenguaje de Cygwin, que es un emulador de Linux para plataforma Windows. El programa lee de cada archivo *.V2 la fecha y la estación de registro y renombra el archivo, ya que todas las redes acelerográficas suelen usar nombres distintos compuestos por códigos alfanuméricos sin características comunes entre una red y otra.

La conveniencia de trabajar a partir de este nombre es que con el uso de otro programa, se busca dentro de tablas previamente creadas, la información asociada a la fecha (datos sismológicos únicos) y a las características de la estación, para finalmente crear el encabezado o *header* (ver ejemplo simplificado en la figura 3.3).

La información contenida en este encabezado proviene de distintas fuentes (redes acelerográficas de América Central, agencias norteamericanas como CMT, USGS, agencias centroamericanas como el CASC, etc) y está contenida en tablas semejantes a la mostrada en la figura 3.4, a partir de las cuales se genera el archivo *.lis.

Para hacer la lectura del acelerograma y reacomodarlo en tres columnas, se escribió un programa en Fortran que interactúa con el *shell* y que se adapta al tipo de instrumento, en caso de que haya diferencias en el formato del *.V2 disponible. El esquema de trabajo general se muestra en la figura 3.5, y puede sufrir pequeñas variaciones de acuerdo con el formato original en el que se encuentren los datos.


```

Agency Lab. Ing. Sismica, INII-UCR, Costa Rica
Processed on Mon May 4 13:52:05 2009
Epicenter Damas de Aguirre
Station name Escuela de Frailes
=====
Record name:                2004112012155FRA.11s
Event Date:                  2004/11/20 12:15
Focal mechanism              X
Event Latitude:              9.4680
Event Longitude:             -84.1930
Event Depth (km):            3.9000
Event Magnitude (Mw):        4.6000
Source type:                 SUBDU
Station Code:                SFRA
Instrument type:              SSAL
Serial number:               0127
Station Latitude:            9.7530
Station Longitude:           -84.0580
Station Elevation (m):       1658.0000
Soil type (ATC 1985):        S2
Site condition:              FFD
Epicentral Dist. (km):       34.8321
Hypocentral Dist. (km):      35.0497
Azimuth (Ep.to.St):         25.1673
Delta t:                     0.0050
PGA-N00E:                    22.2000
PGA-UPDO:                    11.2000
PGA-N90E:                    24.5000
MIN. FILT. FREQ:             0.1200
MAX. FILT. FREQ:             47.0000
Number of points:            10800
S1-Rock   S2-Hard   S3-Soft   S4-very soft
FFD-Free_field BDU-Buildng_up BDG-Buildng_down
=====DATA IN GALS=====
      N00E      UPDO      N90E
-0.30000000E-02 -0.20000001E-02 -0.59999999E-01
-0.30000000E-02 -0.20000001E-02 -0.41999999E-01
-0.30000000E-02 -0.20000001E-02 -0.44000000E-01
-0.30000000E-02 -0.20000001E-02 -0.57000000E-01
-0.30000000E-02 -0.20000001E-02 -0.59000000E-01
-0.30000000E-02 -0.20000001E-02 -0.44000000E-01
-0.30000000E-02 -0.20000001E-02 -0.35000000E-01
-0.30000000E-02 -0.20000001E-02 -0.55000000E-01
-0.30000000E-02 -0.20000001E-02 -0.86999997E-01
-0.30000000E-02 -0.20000001E-02 -0.97999997E-01
-0.30000000E-02 -0.20000001E-02 -0.79999998E-01
-0.30000000E-02 -0.20000001E-02 -0.64999998E-01
-0.30000000E-02 -0.20000001E-02 -0.75000003E-01
-0.30000000E-02 -0.20000001E-02 -0.92000000E-01
-0.40000002E-02 -0.20000001E-02 -0.88000000E-01

```

Figura 3.3 Ejemplo de un archivo con formato *.lis, con el respectivo encabezado o *header* y seguidamente, las columnas de aceleración en componentes N-S, vertical y E-W.

```

516 (No. earthquakes)
196603132146.S 196603132146 14.200 88.400 36.0 4.3 SUBDU
196612272122.S 196612272122 13.260 88.890 85.0 5.6 SUBDU
196711181216.S 196711181216 13.150 89.430 82.0 5.4 SUBDU
196711182220.S 196711182220 12.920 89.500 89.5 5.9 SUBDU
196711181226.S 196711181226 13.200 89.280 70.0 4.5 SUBDU
196711182243.S 196711182243 13.500 89.200 0.1 5.1 LOCAL
196711190025.S 196711190025 12.920 89.500 50.0 5.4 SUBDU
197102101916.S 197102101916 12.700 87.900 0.1 4.2 LOCAL
197404200741.S 197404200741 12.934 90.049 23.0 4.5 LOCAL
197602040901.S 197602040901 15.200 89.200 10.0 7.5 LOCAL S
197809102324.S 197809102324 14.252 91.577 87.0 6.1 SUBDU N
197810301823.S 197810301823 13.843 91.132 69.0 6.3 SUBDU R
197812180231.S 197812180231 12.919 88.345 89.0 5.6 SUBDU N
197903150345.S 197903150345 12.710 88.440 33.0 4.7 SUBDU

75 (No. stations)
SNET 89.230 13.680 0010.0 S1 FFD Servicio Nacional de Estudios Territoriales
CHIN 88.340 13.510 0010.0 S2 FFD Asociación Cafetalera de Chinameca
SMIG 88.150 13.430 0010.0 S1 FFD Universidad El Salvador San Miguel
PERQ 88.150 13.950 0010.0 S1 FFD Unidad de salud de Perquin
LUNA 87.830 13.340 0010.0 S1 FFD Base Naval La Unión
AEIS 89.050 13.440 0010.0 S3 FFD Aeropuerto Internacional El Salvador subestacion
ACAJ 89.830 13.570 0010.0 S1 FFD Puerto de Acajulta
UNCO 89.540 13.980 0010.0 S1 FFD Universidad Católica de occidente*
SONS 89.710 13.730 0010.0 S1 FFD AGAPE Sonsonate
HERR 88.950 13.340 0010.0 S1 FFD Unidad de salud la Herradura
UESS 89.200 13.720 0010.0 S1 FFD Universidad de El salvador San Salvador

```

Figura 3.4 Ejemplo de tablas o bases de datos donde se encuentra la información sismológica y geotécnica requerida para generar los archivos *.lis.

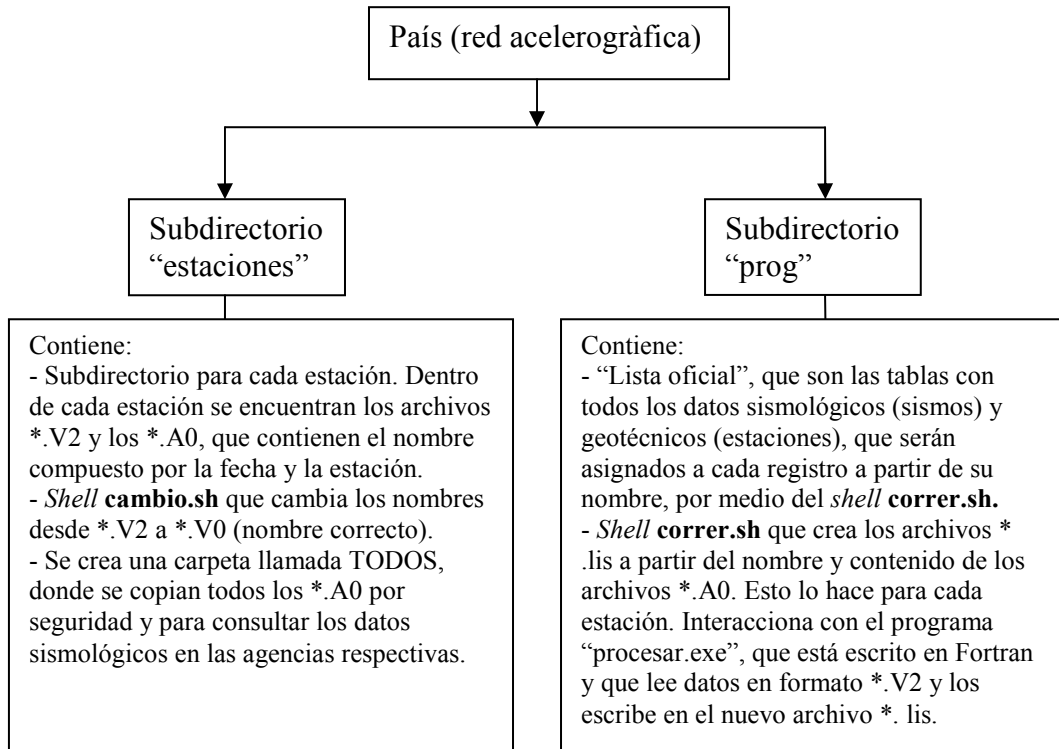


Figura 3.5 Esquema de trabajo para la creación de los archivos *.lis.

Las figuras 3.6a y 3.6b muestran la distribución de estaciones (a) y de epicentros (b) de todos los datos recopilados para este estudio. Sin embargo, tanto algunas estaciones como algunos registros fueron eliminados del análisis de acuerdo con las razones que se expondrán en el siguiente capítulo. Puede observarse que la mayoría de las estaciones preliminarmente seleccionadas se concentran en El Salvador y en Costa Rica, así como los epicentros de los sismos registrados.

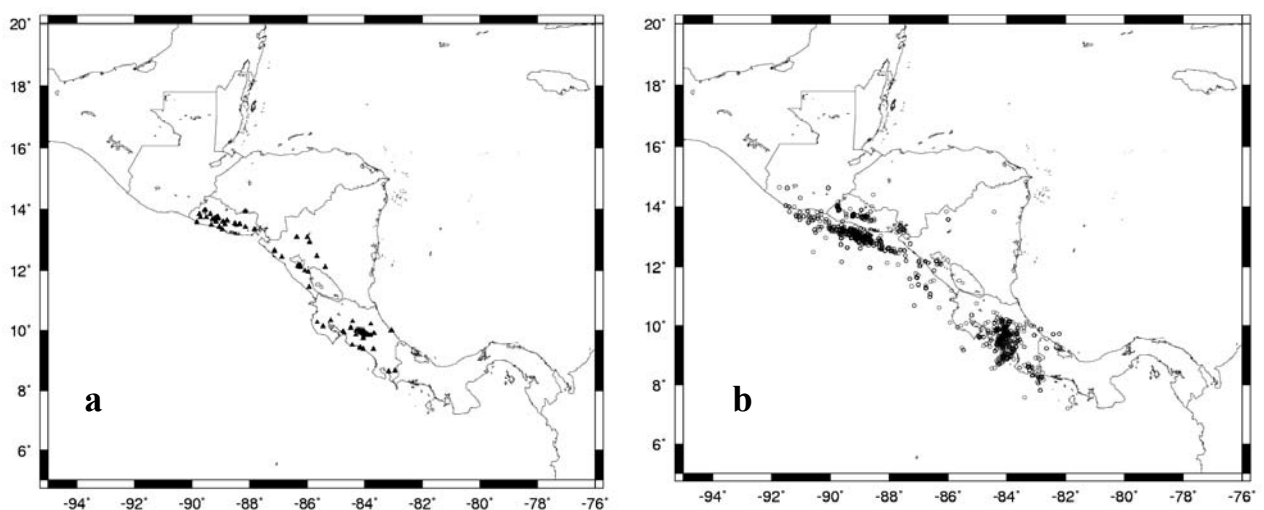


Figura 3.6. Ubicación de las estaciones (a) y de los epicentros (b) de todos los datos recopilados para este estudio.

Las figuras 3.7a y 3.7b muestran las distribuciones espaciales de los sismos considerados, para Costa Rica y para El Salvador, respectivamente. Se hacen separaciones por colores para diferenciar los eventos por sismos corticales (fallamiento local, círculos negros), y subducción (círculos azules hasta los 40 km de profundidad) y rojos para profundidades mayores.

Se observa la predominancia de eventos corticales para el caso de Costa Rica y la de eventos por subducción para El Salvador. En este último caso es posible apreciar en alguna medida la inclinación del plano de Benioff.

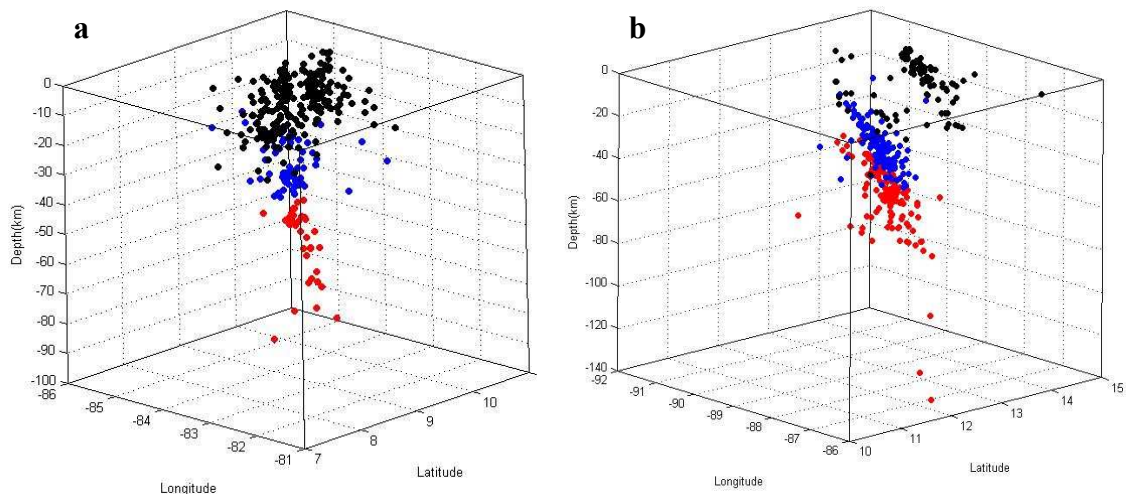


Figura 3.7. Distribuciones espaciales para los sismos recopilados correspondientes a Costa Rica (a) y El Salvador (b). Puntos negros: sismos corticales, puntos azules: subducción somera y puntos rojos: subducción profunda, superior a los 40 km.

3.2.3 Asignación de parámetros sismológicos a los registros

Los datos de localización y profundidad de cada sismo fueron tomados del reporte de cada una de las agencias sismológicas de cada país, así como del CASC (*Central American Seismological Center*), dándole prioridad a los datos provenientes de agencias locales debido a que de ellos se espera mayor precisión, sobretodo en lo referente a sismos de magnitudes bajas y moderadas (inferiores a 5). Sin embargo, en muchos casos las diferencias entre los datos aportados por las instituciones consultadas fueron mínimas.

La información referente a las estaciones (coordenadas y geología local) fue reportada por cada agencia, así como el tipo de instrumento y número de serie asociado.

Con respecto a la asignación del mecanismo focal, se procedió a consultar el Global CMT Project (*Harvard Centroid Moment Tensor*, <http://www.globalcmt.org/>) que proporciona los datos requeridos para sismos con magnitudes M_w superiores a 5.0. Para sismos de magnitud inferior o aquellos en los que los mecanismos fueron considerados oblicuos (que no se pudieron clasificar como normal, inverso o transcurrente), se asignó una X en el espacio correspondiente del encabezado del archivo *.lis.

La separación entre eventos por subducción y corticales se llevó a cabo según la información reportada por cada agencia sismológica. Sin embargo, en la mayoría de los casos no existe un estudio específico al respecto, por lo que fue necesario asumir un criterio más simplificado basado en la profundidad (h), que corresponde a considerar eventos locales cuando $h < 25$ km y de subducción cuando $h \geq 25$ km. Este criterio es sustentado de acuerdo a resultados obtenidos en estudios en Costa Rica (Sallares et al., 2000; DeShon et al., 2003; Warren, et al., 2008) o en observaciones obtenidas en Japón (Zhao et al., 2006a) que tiene un entorno sísmico similar a América Central.

Para la separación de eventos por subducción somera (*interface*) o profunda (*in-slab*), se consideró que solamente los sismos clasificados por agencias como de subducción pero con profundidades inferiores a 25 km corresponden a eventos de subducción somera o *interface* (J. Douglas, 2009, comunicación personal).

Finalmente, la magnitud utilizada es la M_w (magnitud momento), que para la mayoría de los sismos con magnitud $M_w \geq 5$, fue directamente obtenida del *Global CMT*. Si la magnitud era inferior o bien, no fue encontrada en la base de datos mencionada, fue necesario el uso de correlaciones.

Tomando en cuenta el hecho de que muchos eventos reportados por agencias locales tienen solamente asignada la magnitud M_D (local o de duración), fue necesario el uso de las siguientes regresiones propuestas por varios autores:

$$M_w = 2.27 + 2/3 M_s \text{ (Okel \& Romanovicz, 1994)} \quad \text{Ecuación 3.1}$$

Donde M_s es la magnitud obtenida a partir de ondas superficiales

$$M_s = -4.165 + 1.783 M_D \text{ (Rojas et al., 1993)} \quad \text{Ecuación 3.2}$$

Y combinando estas dos ecuaciones se obtiene:

$$M_w = -0.507 + 1.186 M_D \quad \text{Ecuación 3.3}$$

De esta forma, es posible unificar las magnitudes M_w ya que es un requisito básico para plantear las relaciones de atenuación.

3.3 Clasificación de suelos de las estaciones acelerográficas

En este apartado se propone un método de clasificación de suelos común para todos los emplazamientos donde se ubican las estaciones acelerográficas de América Central, dado que generalmente la información que aportan las agencias locales (administradores de las redes acelerográficas), es incompleta o subjetiva, basada en interpretaciones de mapas o en la observación de la geología superficial.

Para la selección definitiva del tipo de suelo se considera la información aportada por cada agencia local, por el USGS en su *Custom Vs30 Mapping, Estimates of site conditions from topographic slope* y se sigue el procedimiento propuesto por Zhao et al. (2006b), que se basa en el cálculo para cada estación del promedio de las razones

espectrales de la componente horizontal sobre la vertical, de todos los registros disponibles.

Finalmente, se le asigna una calificación a cada sitio según la coincidencia o no de los distintos criterios de clasificación considerados en este estudio.

3.3.1 Consideraciones preliminares

Uno de los términos más importantes en las ecuaciones predictivas de movimiento fuerte, tanto para velocidades y aceleraciones espectrales como para el PGA, es el que corresponde a la respuesta del suelo, conocido también como efectos de sitio. Para esto, resulta vital contar con una clasificación confiable de los tipos de suelo donde se ubican las estaciones acelerográficas que se tomarán en cuenta en el análisis, lo que permitirá obtener modelos más robustos y confiables.

De acuerdo con las normas sísmicas vigentes y considerando el hecho de que los códigos de países americanos generalmente toman como base la normativa norteamericana para las clasificaciones de suelos, en el presente estudio se pretende clasificar los suelos de las estaciones en América Central a partir de dicha normativa, que además suele ser un referente a nivel mundial.

La norma del NEHRP (*Nacional Earthquake Hazards Reduction Program* BSSC, 2003), define seis tipos distintos de suelos que van desde la categoría A hasta la F, siendo los más comunes los mostrados en la tabla 3.3.

Tabla 3.3. Tipos de suelo definidos por la NEHRP según sus características geotécnicas y geofísicas más importantes (BSSC, 2003). No se describe el tipo F por presentar características poco comunes y que no dependen de la V_{s30} .

Clase	Características
A	Roca dura con $V_{s30} > 1500$ m/s
B	Roca con $760 \text{ m/s} < V_{s30} \leq 1500$ m/s
C	Suelo muy denso y roca suave con $360 < V_{s30} \leq 760$ ó $N_{SPT} > 50$ o $S_U > 100$ KPa
D	Suelo firme con $180 \text{ m/s} \leq V_{s30} \leq 360$ m/s ó $15 \leq N_{SPT} \leq 50$ ó $50 \text{ Kpa} \leq S_U \leq 100$ KPa
E	Un perfil de suelo con $V_{s30} < 180$ m/s ó $N_{SPT} < 15$ ó $S_U < 25$ KPa

Donde:

$$V_{s30} = \frac{\sum_{i=1}^N d_i}{\sum_{i=1}^N \frac{d_i}{V_{si}}} \quad \text{Ecuación 3.4}$$

Siendo d_i el espesor de cada capa de suelo del perfil hasta alcanzar los 30 m de profundidad, V_{si} la velocidad de onda cortante de cada capa i en m/s y N el número de capas hasta alcanzar los 30 m.

$$N_{SPT} = \frac{\sum_{i=1}^N d_i}{\sum_{i=1}^N \frac{d_i}{N_{SI}}} \quad \text{Ecuación 3.5}$$

Siendo en este caso N_{SI} el resultado de la prueba de penetración estándar para cada capa, los demás términos son los mismos que los de la ecuación 3.4.

Y

$$S_U = \frac{\sum_{i=1}^N d_i}{\sum_{i=1}^N \frac{d_i}{N_{UI}}} \quad \text{Ecuación 3.6}$$

Donde N_{UI} es el esfuerzo cortante en condición no drenada para cada capa hasta alcanzar los 30 m de profundidad, los demás términos son los mismos que los de la ecuación 3.4.

Para lograr una adecuada clasificación de los suelos de acuerdo con esta norma, es necesario hacer una estimación de los términos: V_{S30} , N_{SPT} y S_U . Sin embargo, para su obtención se requiere llevar a cabo una serie de pruebas geotécnicas y geofísicas que generalmente demandan grandes esfuerzos, especialmente económicos y de tiempo.

En este estudio se emplean datos provenientes principalmente de tres países de América Central que corresponden aproximadamente a 130 estaciones, por lo que resulta inviable la posibilidad de contar con todos los datos geotécnicos y geofísicos requeridos para el desarrollo de esta tesis doctoral.

Por otro lado, en América Central las redes de cada país cuentan con una clasificación de suelos propia (Bundschuh & Alvarado, 2007) pero esta resulta ser subjetiva y difícilmente comparable, ya que se basa en interpretaciones de mapas geológicos y geotécnicos, o bien, en pruebas que se realizaron sin seguir un procedimiento estándar.

En estudios realizados en diversas partes del mundo, se han observado grandes variaciones en los resultados de estudios de peligrosidad sísmica, obtenidos con base en ecuaciones que predicen el movimiento fuerte del suelo a partir de registros en sitios cuya clasificación de suelo es poco confiable (Zhao et al., 2006b).

Debido a lo anterior, se ha investigado sobre otros métodos alternativos que permitan hacer una adecuada clasificación del suelo de los emplazamientos, de manera que esta resulte confiable para ser incluida en estudios de peligrosidad sísmica.

3.3.2 Método de clasificación propuesto

Zhao et al. (2006b) proponen un método empírico que permite crear un esquema de clasificación de suelos para Japón, basado en todos los registros sísmicos disponibles

para cada estación. Estos mismos autores han podido corroborar el método propuesto a partir de la información proveniente de sondeos geotécnicos contruïdos con base en pruebas geofísicas (*boreholes*) en esos mismos sitios, hasta profundidades en las que las Vs alcanza los 600 a 700 m/s.

La propuesta se basa en la estimación de la razón H/V a partir del cálculo de los espectros de respuesta para el 5% de amortiguamiento. Zhao et al. (2006b) evidenciaron además que el uso de promedios entre todas las H/V obtenidas en cada estación, eliminaban picos extremos o anomalías en ciertas razones específicas, por lo que en general cada sitio tendía a un comportamiento estable (formas semejantes en las H/V de un mismo sitio). Observaron además que estos promedios no se veían fuertemente afectados si los datos se separaban por distancia hipocentral, magnitud o profundidad del hipocentro.

Para la clasificación se utiliza tanto la identificación del pico máximo del promedio de las razones espectrales H/V por estación (periodo predominante), como las amplitudes asociadas a esos picos, con base en las cuales se calcula un índice.

El método que se propone, no puede ser fácilmente justificado con modelos teóricos; por esta razón se le considera un procedimiento empírico.

El método consiste en dos etapas:

a) Clasificar el sitio a partir del valor del pico máximo identificado en el promedio de las razones espectrales y compararlo con los rangos para T_0 presentados en la tabla 3.4. Esto será especialmente útil para la identificación del clases SC III y IV, siempre y cuando el número de registros disponible sea de al menos 5 (Zhao et al., 2006b).

Tabla 3.4. Clasificación usada en Japón para prácticas de diseño en ingeniería y utilizada por Zhao et al. (2006b) para la clasificación de los sitios a partir de los picos promedio (periodos predominantes) observados en las razones H/V.

Clases de sitio	Periodo natural del sitio (s)	Promedio de las velocidades de onda cortante (m/s)	Equivalencia con la clasificación del NEHRP
SC I (roca/suelo rígido)	$T_0 < 0.2$	$V_{s30} > 600$	A+B
SC II (suelo duro)	$0.2 = T_0 < 0.4$	$300 < V_{s30} = 600$	C
SC III (suelo medio)	$0.4 = T_0 < 0.6$	$200 < V_{s30} = 300$	D
SC IV (suelo blando)	$T_0 = 0.6$	$V_{s30} = 200$	E

En la tabla anterior, las Vs están asociadas al periodo considerando como el promedio de velocidades de onda cortante en los primeros 30 m medidos desde la superficie, usando la relación $V_s = d/t$, siendo $d = 30$ m y $t = 0.25 \cdot \text{periodo}$, según cada categoría. Aquí se está asumiendo que el periodo natural se estima como cuatro veces la Vs promedio en el recorrido de la onda S por la capa de suelo, considerando además que el sitio puede ser representado como una sola capa con una Vs constante, como una primera aproximación.

b) Estimar el índice de clasificación SI_K :

$$SI_K = \frac{2}{N} \sum_{i=1}^N F(-abs[\ln(\mu_i) - \ln(\mu_{Ki})]) \quad \text{Ecuación 3.7}$$

Donde:

K es el número de clase de sitio, desde SC I hasta SC IV,

N es el número total de periodos, que en este caso se usarán 20,

$F()$ es la función de distribución normal acumulativa,

μ_i es el valor H/V de amplitud promedio para el sitio de interés, para el periodo i ,

μ_{Ki} es el valor promedio de amplitud de H/V para todos los sitios clase K , obtenido del promedio entre todos los sitios de la base de datos para el periodo i . Al no disponer de estos promedios para América Central, se trabajará con los obtenidos para Japón ya que corresponden a una gran cantidad de sitios bien documentados y a una gran cantidad de registros, lo que los hace muy confiables.

El índice SI_K es igual a la unidad si el promedio de las razones espectrales para un sitio en particular es igual al promedio de todos los de su categoría; en caso contrario es menor que la unidad. Para una estación específica, el SI es calculado para cada clase de suelo K y este sitio será clasificado en la clase cuyo valor de SI calculado sea el mayor.

Se considera que de acuerdo con los recursos existentes, es posible aplicar esta metodología a los datos de América Central ya que en general, se cuenta con una buena cantidad de registros obtenidos en cada estación y esto permitirá homogeneizar los criterios de clasificación de los suelos.

Al usar razones espectrales a partir de espectros de respuesta, tal y como es el caso que se propone, el cálculo para el 5% de amortiguamiento tiene un efecto de suavizado que es semejante para todos los registros (no requiere de la aplicación de suavizados específicos para cada registro). Por otro lado, en este caso no es necesario identificar el arribo de las ondas S , como sí es requisito cuando se trabaja con el espectro de Fourier, ya que es a partir del arribo de estas ondas cuando se observan los efectos de sitio en los espectros y en el caso de Fourier esto requiere una gran inversión de tiempo para hacerlo en cada uno de los registros disponibles. En el caso del uso de espectros de respuesta, como las aceleraciones espectrales máximas suelen ocurrir en un tiempo muy cercano al arribo de las ondas S , generalmente quedan contenidas en el espectro de respuesta, tanto en la componente horizontal como en la vertical.

Para la clasificación final de cada sitio, se considerará además la información proporcionada por cada país (descripciones geológicas locales, pruebas disponibles), así como las $Vs30$ obtenidas a partir de los mapas generados siguiendo el procedimiento del USGS con base en mapas de pendiente (*USGS Earthquake Hazards Program, Custom $Vs30$ Mapping, Estimates of site conditions from topographic slope*, <http://earthquake.usgs.gov/hazards/apps/vs30/custom.php>).

Finalmente, en vista de que se proponen varios criterios de clasificación que no necesariamente son concordantes, se estableció un código de calificación, basado en la coincidencia de los criterios propuestos, de la siguiente forma:

Criterio 1: tipo de suelo reportado por la institución local, revisado teniendo en cuenta la geología local y los mapas Vs30 generados a partir del procedimiento del USGS basado en los mapas de pendientes.

Criterio 2: tipo de suelo con base en el periodo fundamental obtenido a partir de las razones espectrales.

Criterio 3: tipo de suelo con base en el cálculo del índice de clasificación SI_k .

Así pues, la escala de calificación aplicada a todos los sitios define cuatro posibilidades, de la A a la D, siendo A la mejor:

A: coincidencia entre los tres criterios.

B: coincidencia entre el criterio 1 y el 2 o del 1 y el 3.

C: coincidencia entre los criterios 2 y 3

D: no coincidencia entre los criterios o pocos registros en el sitio.

Se considera que el caso B es más confiable que C, debido a que el B proviene de la comparación de criterios diferentes, basados en información totalmente distinta ya que el criterio 1 se basa en la observación de la geología superficial o mapas, mientras que el 2 y el 3 corresponden a la aplicación de métodos empíricos, lo que hace que la coincidencia entre 1 y 2 ó 1 y 3 genere más confianza al clasificar ese sitio que si fuera el caso C, que está totalmente basado en métodos empíricos y de alguna manera, correlacionados.

3.3.3 Aplicación de los métodos propuestos y resultados obtenidos

Se llevó a cabo la clasificación de los suelos de las 134 estaciones consideradas en este estudio, repartidas del siguiente modo: 26 en Nicaragua, 43 en Costa Rica y 65 El Salvador.

En las figuras 3.8, 3.9 y 3.10, se ejemplifican unos casos importantes que se comentan a continuación:

La figura 3.8a muestra los resultados para la estación AALJ (Costa Rica) y que representa una clara identificación de T_0 , ya que existe una buena cantidad de registros, lo que permite obtener una razón espectral promedio bien definida y una clara correspondencia entre el periodo fundamental y el tipo de suelo S IV (muy blando).

Algo semejante sucede con la estación NCHI (Nicaragua, fig 3.8b), pero en este caso la clasificación obtenida corresponde a suelo tipo S III (blando).

Las figuras 3.9a (ESTE, El Salvador) y 3.9b (NJIN, Nicaragua) muestran resultados para condiciones de suelo S I (roca) y S II (suelo firme), respectivamente. En ambos casos, los picos de máxima amplitud de las razones espectrales promedio son bien definidos, pero en el caso de NJIN se cuenta con un menor número de registros respecto a los demás casos ejemplificados en estas figuras.

Las figuras 3.10a y 3.10b muestran casos en los que resulta difícil obtener una clasificación del sitio debido a las irregularidades en las formas de las razones espectrales promedio. En la 3.10a (estación SFRA, Costa Rica) se observa una H/V muy plana y dos picos sobresalientes, por lo que resulta difícil identificar el T_0 correspondiente a ese sitio, mientras que en la figura 3.10b (NGRA, Nicaragua) se muestra un caso común, donde la forma de la razón espectral promedio no sigue una tendencia definida debido probablemente a la poca cantidad de registros disponibles.

Cabe destacar que en general, las formas de las razones espectrales obtenidas en este estudio tienden a ser más angostas alrededor de T_0 para los casos de roca y suelo firme, situación que no es evidente en los promedios obtenidos según Zhao et al. (2006b), figura 3.11. Sin embargo, esta forma es más amplia para los casos de suelo blando y muy blando, lo que coincide bastante bien con la forma y nivel de amplitud obtenida a partir de los promedios para Japón, según la misma referencia.

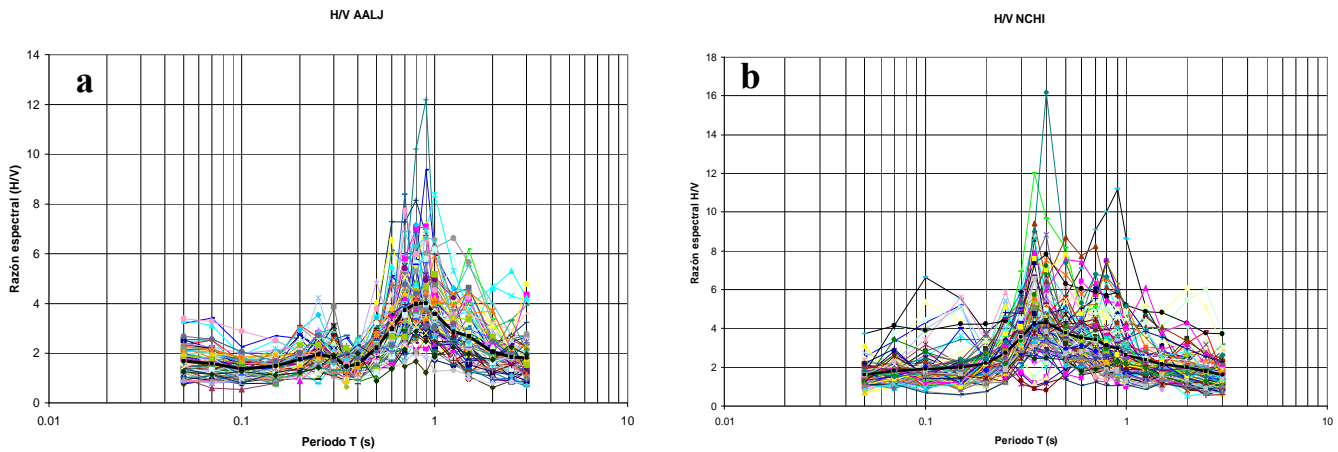


Figura 3.8. Gráficos de razones espectrales para suelos: a) muy blando (estación AALJ, Costa Rica) y b) blando (estación NCHI, Nicaragua).

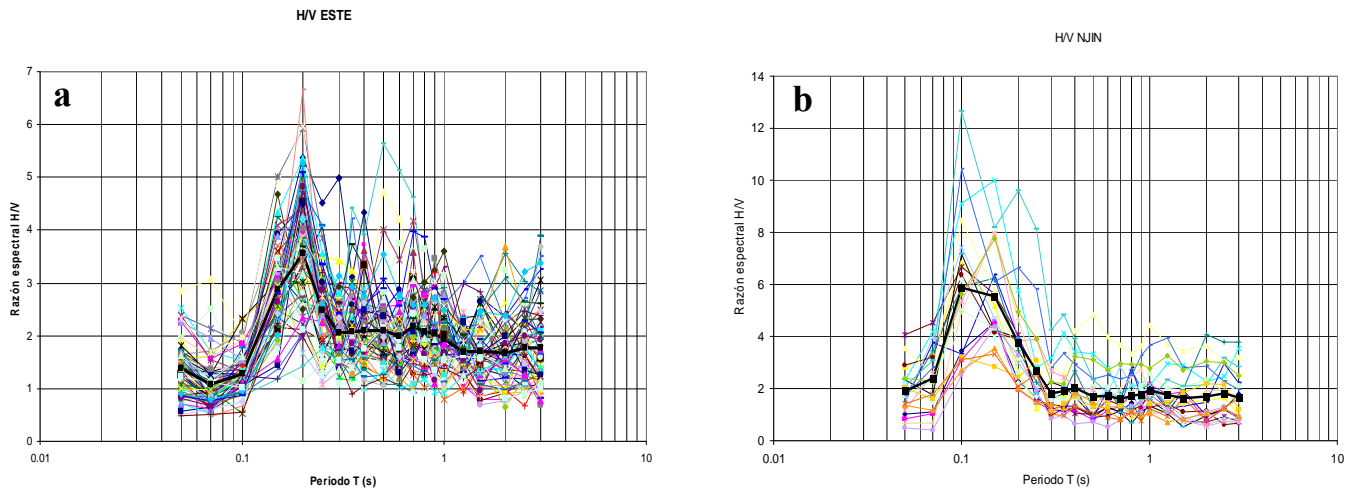


Figura 3.9. Gráficos de razones espectrales para suelos: a) roca (estación ESTE, El Salvador) y b) firme (estación NJIN, Nicaragua).

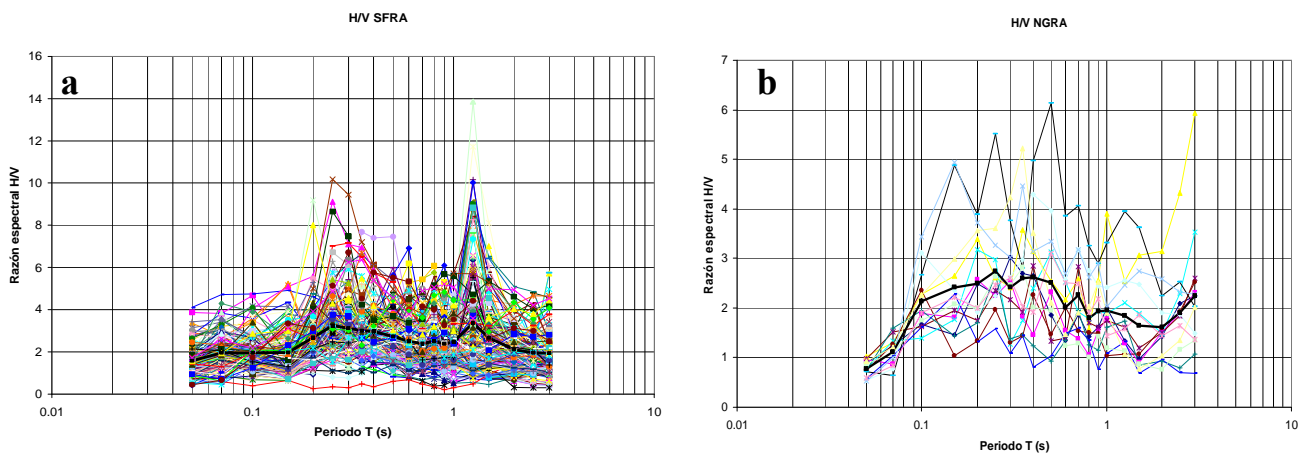


Figura 3.10. Gráficos con razones espectrales que muestran dificultad para identificar T_0 : a) muy plana y con dos picos con amplitud semejante y b) no se aprecia una tendencia definida por falta de registros.

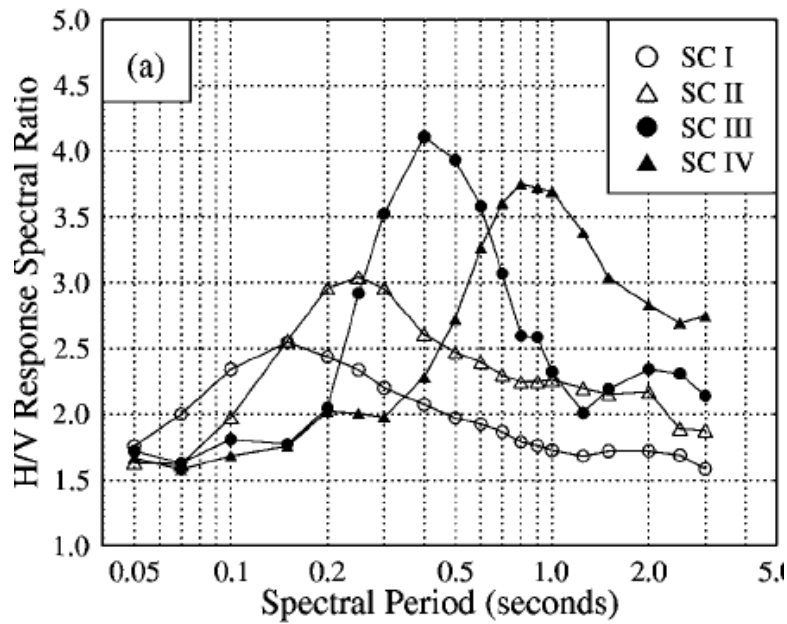


Figura 3.11. Resultados obtenidos por Zhao et al. (2006b) para Japón.

Las tablas 3.5, 3.6 y 3.7 muestran respectivamente los resultados finales de la clasificación para todas las estaciones de Nicaragua, Costa Rica y El Salvador. En ellas se indica: el país, el código de la estación, el criterio de clasificación de acuerdo con la geología local, el número de registros (componentes) disponible por sitio, los resultados de la clasificación usando el método de identificación del período fundamental (T_0), el del índice propuesto por Zhao et al. (2006b), la clasificación final usando los tres criterios y la calificación asignada.

La tabla 3.5 corresponde al caso de Nicaragua (26 estaciones), donde se obtuvo que un 38% de las mismas tienen una calificación A (coincidencia entre los tres criterios de clasificación), un 27% califican con B, un 12% con C y un 23% con D.

Considerando que las calificaciones A y B son las mejores, ya que corresponden a la coincidencia de al menos dos métodos de clasificación no correlacionados, significa que un 65% de las estaciones fueron bien calificadas. Sin embargo, en Nicaragua se observan algunos casos particulares como la estación NINE, en la que hay 25 registros (50 componentes horizontales), pero no hay coincidencia entre los criterios de clasificación y el gráfico de las razones espectrales es bastante irregular, sin una tendencia que permita identificar T_0 , además de diferencias muy significativas obtenidas entre las amplitudes de razones espectrales analizadas individualmente. Se presentan otros casos especiales como NMAI y NMAI, donde las razones espectrales promedio son bastante planas, lo que impide reconocer el período fundamental y dificulta aplicar el método de clasificación basado en los índices, debido a que estos dan valores muy semejantes para los cuatro tipos de suelos considerados. Sin embargo, estos casos corresponden a estaciones con pocos registros, por lo que una incorrecta clasificación de estos sitios no afectará en forma significativa los resultados que se obtengan en análisis posteriores.

Para Nicaragua, la mayor parte de las estaciones clasificadas resultaron ser S I (roca), pero muchas de ellas tienen calificación D, por lo que no se puede asegurar que realmente haya una buena representación de este tipo de emplazamiento dentro de todo el conjunto de datos que aporta este país.

Costa Rica aporta 43 estaciones a este estudio (tabla 3.6), de las cuales un 37% recibieron calificación A y un 26% son B, lo que implica que un 63% del total de las estaciones cumplen con al menos la coincidencia de dos criterios de clasificación. Por otro lado, las calificaciones C y D suman un 37% del total para este país, lo que implica que ese porcentaje no cumple satisfactoriamente con los criterios de clasificación propuestos.

Los niveles de amplitud para T_0 observados en las razones espectrales son muy variables, entre 2.18 y 5.4, y no siempre concordantes con los niveles promedio que obtuvieron Zhao et al. (2006b) para cada tipo de suelo según figura 3.11, aunque sí se ubican dentro de los mismos rangos que esos autores proponen.

Para Costa Rica se observan pocas estaciones clasificadas como roca (solamente un 7%), la mayoría corresponde a suelo tipo S II (varias de ellas con calificación C y D) y S III. Esto es concordante con el Mapa Geológico de Costa Rica 2007 (Denyer & Alvarado, 2007) y con Bundschuh & Alvarado (2007), donde claramente los afloramientos de rocas no son predominantes ni en el territorio costarricense ni en el centroamericano en general, sobretodo en zonas pobladas donde se ubican la mayoría de las estaciones acelerográficas.

La mayor parte de las estaciones que aportan más cantidad de registros de este país fueron calificadas en categorías A y B, lo que asegura la confiabilidad de su uso en etapas posteriores de esta investigación.

En el caso de El Salvador (tabla 3.7), se clasificaron 65 estaciones de las cuales solamente un 14% obtuvo calificación A, un 38% se calificó como B y un 15% y 22% a categorías C y D, respectivamente, lo que significa que solamente un 52% de las estaciones fueron aceptablemente clasificadas, o sea, aproximadamente la mitad y este representa el menor porcentaje de los tres países.

Para El Salvador, un 23% de los sitios corresponden a suelo S I y un 25% a S IV, pero dentro de ambos casos, la mayoría de los sitios fueron calificados dentro de la peor categoría, la D. Por lo tanto, existen pocos sitios confiables correspondientes a suelo muy blando o roca.

Los niveles de amplificación de las razones espectrales promedio para El Salvador tienden a ser más bajos que los de Costa Rica y Nicaragua, predominando entre 2 y 3, por lo que estos gráficos tienden a ser muy planos, lo que implica que no hay diferencias significativas entre los índices estimados para cada sitio y no haya sido fácil identificar T_0 .

Destacan casos como las estaciones: ESNO, ESLI, UDBS y CEUC que tienen gran cantidad de registros pero todos estos casos fueron calificados como categoría C, por lo que no son muy confiables.

Por otro lado, la mayor parte de las estaciones calificadas con la categoría más baja (D) aportan pocos registros, entre 1 y 8 cada una, lo que permite afirmar que su influencia en el análisis general de los datos no será muy significativa.

Tabla 3. Selección del tipo de suelo para las estaciones de Nicaragua

Estación	Geología local	Mapa USGS	Usando pedidodo				Usando índice				Clase índice	Clasificación final	Calificación
			No. Comp.	To (s)	Amplit.	Clase periodo	SI I	SI II	SI III	SI IV			
NBOA	roca	S II	10	0.1	2.66	S I	0.92	0.79	0.67	0.66	S I	S I	A
NCHB	blando	S III	12	0.7	4	S IV	0.73	0.77	0.78	0.8	S III	S III	A
NCHI	blando	S III	102	0.4	4.32	S III	0.73	0.84	0.94	0.8	S III	S III	A
NJIN	roca	S II	22	0.1	5.88	S I	0.85	0.77	0.64	0.59	S I	S I	A
NJUI	roca	S III	12	0.1	1.5	S I	0.68	0.58	0.47	0.47	S I	S I	A
NLEO	blando	S III	62	0.4	3.9	S III	0.72	0.82	0.83	0.78	S III	S III	A
NMAG	??	S II	6	0.35	3.2	S II	0.85	0.87	0.76	0.74	S II	S II	A
NMBA	blando	S II	2	0.5	3.78	S III	0.74	0.8	0.71	0.73	S II	S III	A
NMIS	blando	S III	4	0.15	2.85	S IV	0.79	0.74	0.62	0.61	S I	S III	A
NMTN	blando	S III	6	0.5	4.29	S III	0.62	0.71	0.73	0.74	S IV	S III	A
NEST	blando	S III	20	0.5	3.25	S III	0.75	0.79	0.69	0.68	S II	S III	B
NMAI	??	S III	8	Plano	plano		0.74	0.79	0.71	0.79	S II	S III	B
NMAT	roca	S II	12	Plano	plano		0.85	0.76	0.65	0.64	S I	S I	B
NMBP	??	S II	2	1.5	4.14	S IV	0.55	0.62	0.58	0.63	S II	S II	B
NMCE	??	S II	6	0.5	2.76	S III	0.87	0.85	0.73	0.74	S I	S II	B
NREF	blando	S II	66	0.15	3.97	S I	0.77	0.87	0.74	0.68	S II	S II	B
NRIV	blando	S II	12	0.5	3.1	S III	0.78	0.85	0.82	0.8	S II	S II	B
NDEC	blando	S II	68	0.25	2.4	S II	0.92	0.86	0.72	0.7	S I	S II	B
NCAM	??		4	0.5	5.07	S III	0.62	0.71	0.84	0.85	S IV	S III	C
NGRA	blando	S III	14	0.25	2.74	S II	0.86	0.88	0.73	0.68	S II	S II	C
NJMP	??	S II	4	0.1	2.7	S I	0.79	0.68	0.59	0.54	S I	S I	C
NBNA	??		2	0.8	4.02	S IV	0.75	0.79	0.76	0.72	S II	S III	D
NINE	blando	S III	50	0.2	2.67	S II	0.94	0.84	0.68	0.66	S I	S II	D
NMAS	blando	S II	8	0.7	2.74	S IV	0.84	0.81	0.7	0.69	S I	S II	D
NMCC	blando	S II	2	Plano	plano	S IV	0.71	0.82	0.78	0.81	S II	S II	D
NJUA	??		4	Plano	plano		0.86	0.82	0.67	0.67	S I	S I	D

Tabla 4. Selección del tipo de suelo para las estaciones de Costa Rica

Estación	Geología local	USGS	Usando periodo				Usando índice					Clasificación final	Calificación
		Mapa USGS	No. Comp.	To (s)	Amplitud	Clase periodo	SI I	SI II	SI III	SI IV	Clase índice		
AALJ	blando	S II	82	0.9	4.01	SC IV	0.7	0.76	0.77	0.87	S IV	S IV	A
CCTG	blando	S II	44	0.8	3.27	SC IV	0.73	0.85	0.87	0.8	S III	S III	A
SDES	firme	S III	48	0.25	4.6	SC II	0.72	0.8	0.71	0.62	S II	S II	A
AFIR	firme	S II	34	0.25	3.07	SC II	0.81	0.9	0.75	0.7	S II	S II	A
SFRA	firme	S II	150	0.25	3.23	SC II	0.77	0.91	0.84	0.8	S II	S II	A
PGLF	roca	S II	68	0.4	2.6	SC II	0.81	0.92	0.78	0.77	S II	S II	A
SGTS	blando	S II	30	0.65	4.07	SC IV	0.76	0.84	0.89	0.83	S III	S III	A
SGUA	firme	S II	38	0.2	4.46	SC II	0.75	0.85	0.75	0.71	S II	S II	A
SHAT	blando	S III	50	0.4	3.17	SC III	0.76	0.87	0.85	0.83	S III	S III	A
HMGL	blando	S II	18	0.6	3.92	SC IV	0.73	0.75	0.73	0.71	S III	S III	A
SNFL	roca	S II	142	0.2	4.94	SC I	0.75	0.83	0.72	0.63	S II	S II	A
CPAR	blando	S II	6	0.3	5.05	SC II	0.74	0.81	0.81	0.69	S III	S III	A
RMOI	blando	S III	17	0.6	2.62	SC IV	0.76	0.85	0.77	0.8	S II	S III	A
ASRM	blando	S II	30	1.25	3.66	SC IV	0.73	0.75	0.67	0.75	S IV	S IV	A
GSTC	blando	S III	16	0.5	4.78	SC III	0.72	0.83	0.90	0.73	S III	S III	A
CTEC	blando	S II	12	0.6	3.22	SC IV	0.78	0.83	0.84	0.83	S IV	S IV	A
PBJU		S III	4	0.3	5.42	SC II	0.65	0.76	0.82	0.78	S III	S III	B
SCAR	blando	S III	72	0.8	3.04	SC IV	0.8	0.87	0.83	0.82	S II	S III	B
CCCH	roca	S I	28	0.4	2.0	SC II	0.81	0.75	0.63	0.64	S I	S I	B
CCDN	firme	S II	188	0.5	3.54	SC III	0.72	0.77	0.74	0.7	S II	S II	B
SECA	blando	S III	136	0.5	3.53	SC III	0.76	0.86	0.81	0.72	S II	S III	B
SHTO	blando	S III	44	0.4	2.56	SC III	0.83	0.88	0.78	0.8	S II	S III	B
LLIM	firme	S II	10	0.2	3.76	SC II	0.85	0.83	0.69	0.63	S I	S II	B
SLPF	blando	S III	32	0.35	4.18	SC II	0.72	0.86	0.92	0.8	S III	S III	B
HOVS	firme	S II	56	0.2	3.08	SC I	0.82	0.82	0.70	0.68	S II	S II	B
RGAR	blando	S II	20	0.3	2.93	SC II	0.84	0.86	0.75	0.7	S II	S II	B
CTBA	firme	S II	18	0.1	3.17	SC I	0.9	0.78	0.66	0.64	S I	S II	B
SISD	blando	S II	132	0.3	3.83	SC II	0.88	0.87	0.72	0.63	S II	S II	B
PQSP		S III	90	0.7	3.12	SC IV	0.71	0.8	0.77	0.78	S II	S III	B

CSLG	blando	S II	54	0.35	4.85	SC II	0.66	0.76	0.83	0.75	S III	S III	B
SPCL	blando	S II	34	0.35	2.18	SC II	0.78	0.66	0.52	0.54	S I	S II	C
PQPS		S II	24	0.1	3.27	SC I	0.9	0.88	0.76	0.66	S I	S I	C
RALT	firme	S II	22	0.7	3.69	SC IV	0.7	0.78	0.80	0.85	S IV	S IV	C
RBAR	firme	S III	2	0.5	4.45	SC III	0.66	0.69	0.66	0.64	S II	S III	C
CRCP	firme	S II	12	0.65	4.32	SC IV	0.69	0.74	0.82	0.84	S IV	S IV	C
SROH	blando	S II	24	0.8	2.85	SC IV	0.78	0.87	0.81	0.79	S II	S II	C
RTUR	firme	S II	8	0.15	3.38	SC I	0.87	0.79	0.66	0.64	S I	S I	C
SGEO	blando	S III	4	0.35	3.25	SC II	0.72	0.82	0.73	0.71	S II	S II	D
GLIB	firme		4	1	3.47	SC IV	0.72	0.73	0.67	0.7	S II	S II	D
GNYA	blando	S II	6	0.5	1.57	SC III	0.59	0.49	0.38	0.4	S I	S II	D
SSAB	blando	S II	2	0.35	3.61	SC II	0.72	0.67	0.56	0.5	S I	S II	D
ASCS	Blando	S II		----			0.81	0.72	0.63	0.6	S I		D
PTGA	blando	S III	4	0.9	1.88	SC IV	0.73	0.65	0.51	0.51	S I	S III	D

Tabla 5 Selección del tipo de suelo para las estaciones de El Salvador

Estación	Geología local	USGS	Usando periodo				Usando índice					Clasif Final	Calificación
		Mapa USGS	No. comp.	To (s)	amplit	Clase periodo	SI I	SI II	SI III	SI IV	Clase índice		
ESBN	firme		6	0.25	2.7	S II	0.77	0.72	0.63	0.65	S I	S II	A
ESTE	firme	S II	66	0.2	3.53	S II	0.87	0.86	0.69	0.66	S II	S II	A
HERR	blando	S III	64	1.5	6.39	S IV	0.4301	0.5371	0.6448	0.6426	S IV	S IV	A
PERQ	firme	S I - S II	8	0.4	4.06	S II	0.769	0.8369	0.825	0.7425	S II	S II	A
UCHI	firme	S II	74	0.2	2.46	S II	0.8265	0.8172	0.6749	0.6639	S II	S II	A
UESS	firme	S II	174	0.35	4.66	S II	0.6843	0.7822	0.7569	0.6731	S II	S II	A
AEIS	blando	S III	190	0.8	3.8	S IV	0.48	0.4	0.32	0.33	S IV	S IV	A
EMAS	roca	S I - S II	6	0.15	2.38	S I	0.8419	0.7504	0.638	0.6044	S I	S I	A
ESEX	blando	S II	64	0.6	3	S IV	0.69	0.77	0.7	0.7	S II	S III	A
LUNA	blando	S II - S III	52	1.5	3.08	S IV	0.7468	0.7717	0.7044	0.8014	S II	S II	B

MAGT	firme	S II - S III	116	1.25	2.73	S IV	0.7516	0.8148	0.7581	0.7805	S II	S II	B
ESDB	firme		10	0.9	3.15	S IV	0.72	0.72	0.67	0.67	S II	S II	B
ESOB	firme		50	0.6	2.21	S IV	0.78	0.74	0.6	0.6	S II	S II	B
ESPA	firme	S II	24	0.5	2.48	S III	0.84	0.87	0.74	0.73	S II	S II	B
ESRF	roca		6	0.9	2.53	S IV	0.76	0.72	0.62	0.61	S I	S I	B
ESSA	firme	S II	6	plano	plano	plano	0.78	0.71	0.59	0.59	S I	S II	B
ESST	firme		4	0.4	3.9	S III	0.76	0.86	0.84	0.71	S II	S II	B
ESTO	blando	S II	58	0.7	2.64	S IV	0.75	0.8	0.74	0.73	S II	S II	B
ESUC	firme		6	0.7	3.17	S IV	0.75	0.74	0.66	0.67	S II	S II	B
ESZA	firme	S II	64	1	2.68	S IV	0.69	0.76	0.7	0.71	S II	S II	B
SEMS	firme		6	0.25	2.84	S II	0.84	0.75	0.62	0.59	S I	S I	B
SMIG	firme	S III	88	0.25	2.54	S II	0.793	0.7277	0.6056	0.6169	S I	S I	B
SNET	blando	S II	196	0.5	2.86	S III	0.7799	0.8031	0.6774	0.6879	S II	S II	B
SONS	blando	S II	202	0.1	2.3	S I	0.8003	0.82	0.7022	0.6806	S II	S II	B
UNCO	firme	S II	68	0.7	2.38	S IV	0.7431	0.7945	0.654	0.6566	S II	S II	B
CEME	roca		2	plano	plano	plano	0.69	0.65	0.55	0.61	S I	S I	B
CHIN	firme	S II	80	1.5	2.12	S IV	0.7748	0.7393	0.6198	0.6102	S II	S II	B
CPRF	firme		16	0.3	2.3	S II	0.8	0.69	0.57	0.56	S I	S II	B
CPRS	roca		14	0.2	1.73	S II	0.77	0.66	0.54	0.55	S I	S I	B
ECHB	roca	S I - S II	8	0.5	2.9	S III	0.7753	0.8533	0.8011	0.8143	S II	S II	B
ECIG	firme	S II - S III	12	0.8	2.4	S IV	0.7799	0.7827	0.6683	0.6983	S II	S II	B
EJUA	??	S II	68	0.9	2.89	S IV	0.6902	0.7414	0.6849	0.6849	S II	S II	B
ESBA	blando	S II	60	1.5	2.25	S IV	0.8	0.78	0.65	0.67	S I	S III	B
ESGR	??	S II	112	2	2.31	S IV	0.8	0.8	0.68	0.7	S II	S II	B
ESCI	??		8	1.25	2.94	S IV	0.76	0.81	0.73	0.82	S IV	S IV	C
ESLI	blando	S II - S III	68	0.2	4	S II	0.79	0.9	0.77	0.71	S II	S II	C
ESNO	blando	S I - S II	148	0.4	2.8	S II - S III	0.72	0.82	0.76	0.76	S II	S II	C
ESSV	??		14	0.8	1.8 plano	plano	0.8	0.72	0.6	0.63	S I	S I	C
ESVF	??		8	0.3	2.02	S II	0.66	0.64	0.54	0.6	S II	S II	C
ESVS	??		8	1	3.73	S IV	0.61	0.67	0.64	0.74	S IV	S IV	C

SJAC	blando		12	0.3	3.82	S II	0.81	0.78	0.65	0.6	S I	S II	C
UDBS	blando	S II - S III	130	0.4	3.44	S II	0.7722	0.767	0.6659	0.6673	S II	S II	C
ACAJ	firme	S III	28	1.25	3.53	S IV	0.6085	0.6782	0.6631	0.8118	S IV	S IV	C
CEUC	firme	S II - S III	62	0.7	2.95	S IV	0.7177	0.7903	0.7646	0.8455	S IV	S IV	C
ESAH	roca		4	0.5	1.82	S III	0.76	0.69	0.56	0.56	S I	S I	D
ESAI	??		6	0.6	2.63	S IV	0.77	0.76	0.64	0.64	S II	S IV	D
ESAS	blando		2	1.5	4.89	S IV	0.61	0.67	0.68	0.78	S IV	S IV	D
ESAT	??		4	0.7	3	S IV	0.77	0.76	0.66	0.66	S I	S IV	D
ESCF	roca		2	2	4.1	S II	0.8	0.77	0.67	0.71	S I	S I	D
ESCS	??		4	2	3.82	S IV	0.77	0.77	0.72	0.79	S IV	S IV	D
ESCU	firme		4	0.6	2.93	S IV	0.74	0.8	0.72	0.8	S II	S IV	D
ESIG	??		2	0.5	3.24	S III	0.68	0.65	0.54	0.54	S II	S III	D
ESIS	??		2	1.25	3.85	S IV	0.68	0.72	0.67	0.78	S IV	S IV	D
ESIV	??		2	1.25	3.2	S IV	0.74	0.75	0.65	0.65	S II	S IV	D
ESMT	??		8	1.5	2.54	S IV	0.82	0.77	0.66	0.69	S I	S I	D
ESRS	firme		16	1	2.54	S IV	0.78	0.81	0.7	0.7	S II	S II	D
ESSF	??		6	1.25	2.29	S IV	0.49	0.44	0.37	0.34	S I	S IV	D
ESSM	??		14	0.25	1.9	S II	0.81	0.7	0.54	0.58	S I	S I	D
ESSS	firme		8	1.25	3.6	S IV	0.69	0.68	0.6	0.63	S I	S IV	D
ESTC	??		4	0.8	2.81	S IV	0.72	0.71	0.61	0.6	S I	S IV	D
ESUS	??		4	0.6	2.4	S IV	0.8	0.74	0.61	0.63	S I	S I	D
SEMF	roca		4	0.25	2.78	S II	0.78	0.7	0.57	0.55	S I	S I	D
STAN	??	S II	8	0.7	2.62	S IV	0.7048	0.7591	0.6626	0.6695	S II	S II	D
EHGZ	roca	S I - S II	4	plano	plano	plano	0.46	0.38	0.3	0.3	S I	S I	D
ESBO	blando	S I - S II	10	0.25	3.02	S II	0.8978	0.7964	0.6781	0.6143	S I	S I	D

3.3.4 Comentarios finales referentes a la clasificación de suelos

Del total de las 134 estaciones consideradas, un 26% cumple con la coincidencia de los tres criterios de clasificación, por lo que recibieron una calificación A. Un 32% fueron calificadas como B, un 17% como C y un 25% como D. Esto significa que un 58% del total de las estaciones provenientes de Nicaragua, El Salvador y Costa Rica tienen una clasificación aceptable y un 42% no la tienen.

En general, existen pocas estaciones bien calificadas correspondientes a roca (S I) y también pocas del tipo muy blando (S IV), tanto bien calificadas (A y B) como si no se toma en cuenta criterio de calificación alguno.

El hecho de que pocas estaciones hayan sido clasificadas como roca es concordante con el tipo de geología predominante en los tres países, sobretudo en las zonas donde se ubican la mayor cantidad de los instrumentos (valles, zonas costeras, zonas inundables). Esto hace ver la necesidad de ubicar más acelerógrafos en condiciones bien calificadas de roca en el futuro, lo que permitirá tener una mejor cobertura de registros en los cuatro tipos de suelos considerados, y no un sesgo a tipos S II y S III, como es el caso actual.

Fue encontrado un porcentaje similar de estaciones satisfactoriamente clasificadas (categorías A y B) para Costa Rica y Nicaragua (aproximadamente un 64% en ambos casos), e inferior para El Salvador (un 52%). La clase A para El Salvador (un 14%) es muy inferior que la misma clase para Costa Rica (representado por un 37%) y para Nicaragua (un 38%).

Finalmente, el porcentaje de estaciones que recibieron peor calificación para Costa Rica y para Nicaragua (categorías C y D, un 36% aproximadamente) fue inferior que el obtenido en estas mismas categorías para El Salvador (un 47%), lo que permite concluir que en general, al aplicar el método de asignación del tipo de suelo sugerido en este capítulo, se obtuvieron mejores resultados (estaciones mejor calificadas) para los casos de Nicaragua y Costa Rica que para El Salvador, que es el que aporta la mayor cantidad de registros acelerográficos.

3.4 Análisis de datos

Una vez transformados todos los datos al formato *.lis con base en la información descrita previamente (ver apartado 3.2.2), se procedió a generar archivos con el nombre de “salida”, que contienen las siguientes columnas: fecha del evento, nombre de estación, magnitud, distancia hipocentral, profundidad, mecanismo focal, tipo de suelo, origen del sismo (cortical o fallamiento local) y las ordenadas para las 24 frecuencias consideradas, que en este caso fueron: 0.2, 0.25, 0.33, 0.4, 0.5, 0.67, 0.8, 1, 1.11, 1.33, 1.67, 2, 2.27, 2.5, 2.94, 3.3, 4.17, 5, 6.67, 10, 13.3, 20, 25 y 50 Hz, así como para PGA.

Cada línea corresponde a un registro distinto. Las magnitudes y mecanismos focales fueron asignados de acuerdo al procedimiento descrito en el apartado 3.2.3. Los tipos de

suelo fueron dados según el apartado 3.3. Según los casos de aplicación, se usarán las estaciones calificadas a partir de las clases definidas como A, B, C o D.

La figura 3.12 muestra parcialmente esta información y en el Apéndice 1 se presentan la totalidad de los datos considerados, para magnitudes M_w superiores a 6.0.

Quake name	Stn	Mag	Hypoc	depth	FM	Soil	soce	PGAGM	PSA0.25	PSA0.50
196801041004	NBNA	4.9	6.4460	0.0000	X	S2	L	105.7435	5.0119	15.7402
197201051152	NREF	4.9	8.6062	0.0000	X	S2	L	138.0655	3.0957	11.8620
197201051152	NUNA	4.9	14.5233	0.0000	X	S2	L	103.2664	2.9771	8.5347
197212230629	NREF	7.0	7.4688	5.0000	X	S2	L	345.3008	24.8921	151.2281
197212230719	NREF	5.5	35.3615	6.0000	X	S2	L	298.6701	17.1492	110.8708
197303312013	NUNA	4.1	6.6180	0.0000	X	S2	L	356.7249	6.9192	26.5802
197709300710	NRIV	5.8	78.6453	74.0000	O	S3	S	54.1707	1.0326	2.5862
197805310107	NCHB	6.5	52.5916	49.0000	O	S3	S	74.5571	1.7967	6.1729
197805310107	NCHI	6.5	53.9270	49.0000	O	S3	S	137.0544	3.1842	7.6758
197805310107	NLEO	6.5	75.6778	49.0000	O	S3	S	58.7892	3.1246	11.7668
197805310107	NMAG	6.5	137.3459	49.0000	O	S2	S	60.4671	1.5823	7.6624
197805310107	NMBP	6.5	139.9107	49.0000	O	S3	S	64.9823	4.4484	39.5153
197807200934	NCHB	5.9	158.1072	137.0000	O	S3	S	57.7517	2.9067	3.2672
197807200934	NCHI	5.9	156.0702	137.0000	O	S3	S	61.3245	2.4094	2.8153
197807200934	NLEO	5.9	142.8807	137.0000	O	S3	S	45.4632	4.3388	8.5052
197807200934	NMAG	5.9	142.8445	137.0000	O	S2	S	36.6845	2.7624	3.7182
197807200934	NMIS	5.9	143.8239	137.0000	O	S1	S	41.0154	1.2634	4.4716
198006062035	NCHI	5.2	104.2535	65.0000	X	S3	S	52.0237	0.9129	3.3818
198509030029	GSTC	5.0	45.3245	28.0000	X	S3	S	45.3149	0.4739	2.1696
198801312331	CTEC	5.0	36.4832	15.0000	S	S3	L	45.4152	0.5954	4.1923
198902261221	CTEC	5.3	42.9496	22.0000	S	S3	S	86.9149	1.1035	6.2372
199003251323	AALJ	7.3	91.2141	17.0000	R	S3	L	149.3586	6.7849	39.5345
199003251323	ASRM	7.3	72.8481	17.0000	R	S3	L	95.2591	4.7015	29.9848
199003251323	CCTG	7.3	118.1156	17.0000	R	S3	L	76.5186	4.2576	34.1122
199003251323	SHTO	7.3	98.1146	17.0000	R	S3	L	84.8422	2.1813	17.1224
199012221727	AALJ	6.0	24.8840	15.0000	X	S3	L	329.7423	11.7505	95.4393
199012221727	ASRM	6.0	31.7530	15.0000	X	S3	L	170.8947	5.5359	39.2649
199012221727	CCCH	6.0	59.9882	15.0000	X	S1	L	34.9256	1.6561	8.3911
199012221727	CCTG	6.0	50.7777	15.0000	X	S3	L	261.3962	2.3963	18.8372
199012221727	SGTS	6.0	35.7876	15.0000	X	S3	L	110.2747	2.1477	13.0828
199012221727	SHTO	6.0	30.0431	15.0000	X	S3	L	195.6528	2.4009	22.1180
199012221728	AALJ	5.9	21.5610	5.0000	S	S3	L	113.9298	2.8685	24.9383
199012221728	ASRM	5.9	32.1481	5.0000	S	S3	L	75.8622	1.9069	12.1632
199012221728	CCTG	5.9	46.4642	5.0000	S	S3	L	24.2495	0.8518	7.9752
199012221728	SGTS	5.9	30.6202	5.0000	S	S3	L	28.2857	0.7309	4.4546
199012221728	SHTO	5.9	24.8989	5.0000	S	S3	L	28.5552	0.7753	8.2514

Figura 3.12. Ejemplo de archivo de salida, a partir del cuál se obtienen los archivos que permiten realizar las inversiones.

Las ordenadas espectrales para las frecuencias mencionadas se obtuvieron a partir de la programación en lenguaje Fortran de un método analítico y se comprobó su validez al comparar el PGA con el PSA para 40 Hz y resultaron ser muy semejantes, como era de esperarse.

En vista de que existen dos componentes horizontales por registro, se calculó la media geométrica, definida como:

$$GM(Y) = \sqrt{Y_x * Y_y} \quad \text{Ecuación 3.8}$$

Donde:

Y es la ordenada que se usará en el estudio de regresión, que puede ser PGA o PSA

Y_x es la ordenada en la componente N-S

Y_y es la ordenada en la componente E-W

Para el análisis, los sismos se limitaron a magnitudes $M_w \geq 4.0$ para asegurar la validez de los modelos para magnitudes entre 5 y 7.

De forma semejante, las distancias hipocentrales utilizadas son las inferiores a 200 km, ya que valores mayores no resultan ser importantes para estudios en el ámbito de la ingeniería (J. Douglas 2009, comunicación personal).

Para efectos de simplificación y en vista de que no existe una gran cantidad de registros correspondientes a suelo tipo S IV, se decidió unir esta clase al tipo S III.

Con base en los criterios anteriores, se crearon archivos con el formato mostrado en la figura 3.13 donde aparecen columnas como: código de identificación para cada registro, código para cada sismo, magnitud, distancia hipocentral, profundidad, código para tipo de mecanismo, tipo de suelo y la media geométrica de la variable dependiente Y . Para el caso de los modelos propuestos para subducción y corticales combinados (ver capítulo 4), se utiliza una última columna con este tipo de información.

El código correspondiente al mecanismo focal es el siguiente:

0: normal, 1: inverso, 2 desplazamiento de rumbo, 3: extraño u oblicuo, -1: no asignado

Respecto al tipo de suelo, la equivalencia es como sigue:

3: SI (roca) 2: SII (suelo firme) 1: S III y S IV (suelo blando y muy blando)

101	101	1	4.9	6.4460	0.0	-1	2	105.7435
102	102	1	4.9	8.6062	0.0	-1	2	138.0655
103	102	1	4.9	14.5233	0.0	-1	2	103.2664
104	103	1	7.0	7.4688	5.0	-1	2	345.3008
105	104	1	5.5	35.3615	6.0	-1	2	298.6701
106	105	1	4.1	6.6180	0.0	-1	2	356.7249
107	106	1	5.0	36.4832	15.0	2	1	45.4152
108	107	1	7.3	91.2141	17.0	1	1	149.3586
109	107	1	7.3	72.8481	17.0	1	1	95.2591
110	107	1	7.3	118.1156	17.0	1	1	76.5186
111	107	1	7.3	113.7025	17.0	1	1	49.1308
112	107	1	7.3	87.8954	17.0	1	3	47.4921
113	107	1	7.3	103.5413	17.0	1	2	58.9819
114	107	1	7.3	98.1146	17.0	1	1	84.8422
115	108	1	6.0	24.8840	15.0	-1	1	329.7423
116	108	1	6.0	31.7530	15.0	-1	1	170.8947
117	108	1	6.0	59.9882	15.0	-1	3	34.9256
118	108	1	6.0	50.7777	15.0	-1	1	261.3962
119	108	1	6.0	35.7876	15.0	-1	1	110.2747
120	108	1	6.0	30.0431	15.0	-1	1	195.6528
121	109	1	5.9	21.5610	5.0	2	1	113.9298
122	109	1	5.9	32.1481	5.0	2	1	75.8622
123	109	1	5.9	46.4642	5.0	2	1	24.2495
124	109	1	5.9	30.6202	5.0	2	1	28.2857
125	109	1	5.9	24.8989	5.0	2	1	28.5552
126	110	1	7.6	131.2222	10.0	1	1	106.9953
127	110	1	7.6	161.4316	10.0	1	1	91.7489
128	110	1	7.6	82.9055	10.0	1	3	101.0544
129	110	1	7.6	92.6244	10.0	1	1	231.3093
130	110	1	7.6	108.3166	10.0	1	1	81.3622
131	110	1	7.6	115.8542	10.0	1	1	95.7528
132	110	1	7.6	78.1399	10.0	1	2	163.0951
133	111	1	6.1	26.8195	10.0	-1	1	72.2581
134	112	1	5.9	24.1521	10.0	-1	1	38.4044
135	113	1	6.1	25.5162	12.8	2	2	117.7795
136	114	1	4.1	20.7111	6.2	-1	1	1.5640
137	115	1	4.6	48.5775	12.0	-1	1	2.0694
138	116	1	4.3	37.9564	19.2	-1	1	20.8864
139	117	1	4.7	15.7350	5.2	-1	2	16.3291

Figura 3.13. Formato de los archivos de entrada para llevar a cabo las regresiones, utilizando el programa de J. Douglas (2009, comunicación personal).

Tradicionalmente, han sido usados tres métodos diferentes para llevar a cabo las regresiones (Campbell, 2003).

- Regresión no lineal por mínimos cuadrados.
- Regresión en dos pasos, introducida por Joyner & Boore (1981) y mejorada por los mismos autores en 1984.
- Regresión de efectos aleatorios usando el principio de máxima verosimilitud.

Los modelos que se proponen en el siguiente capítulo se obtuvieron con base en el programa de libre distribución, creado por J. Douglas (2009, comunicación personal), última versión, en MathLab®, que permite seleccionar entre 15 tipos de ecuaciones o formas de funciones y cinco métodos de regresión, entre ellos: regresión ordinaria de un paso y dos pasos (mínimos cuadrados) y máxima verosimilitud de un paso y de dos pasos. En el siguiente capítulo, para cada modelo que se propone se hace la referencia a los distintos casos considerados.

A modo de comprobación, se hicieron algunas estimaciones complementarias con el programa SigmaPlot (*SigmaPlot for Windows version 11.0 Copyright 2008 Systat Software Inc.*), cuyos resultados serán comentados oportunamente.

Capítulo 4. Obtención de ecuaciones predictivas del movimiento sísmico del suelo

Se mencionan brevemente los antecedentes a esta investigación, referentes a ecuaciones predictivas obtenidas en el pasado en la región en estudio. Se presentan las ecuaciones de atenuación del movimiento del suelo obtenidas para sismos por fallamiento local, por subducción y finalmente, para eventos por fallamiento local y por subducción combinados.

4.1 Antecedentes

En 1994 se obtuvieron las primeras ecuaciones predictivas y fueron de tipo espectral (considerando como variable dependiente la pseudo velocidad espectral para siete diferentes frecuencias) y también para PGA. Fueron utilizados todos los acelerogramas disponibles para la región y fueron completados con algunos registros de sismos con magnitudes grandes provenientes de Guerrero, México, debido a la falta de disponibilidad de registros con estas características para América Central (Climent et al., 1994; Dahle et al., 1995).

En ese estudio, fueron utilizados 280 registros, un 33% de los cuales fue registrado en roca como condición del sitio y un 67% obtenido en condición de suelo, sin ninguna otra descripción. No se hizo distinción entre sismos por fallamiento local o por subducción. El rango de magnitudes M_w considerado fue de 3 a 8, ubicándose la mayoría entre 5 y 6 en la misma escala. La mayor parte de los registros fueron obtenidos a distancias hipocentrales entre 6 y 500 km.

En 1997, se obtuvieron nuevas ecuaciones utilizando sólo datos de Costa Rica. Las condiciones del suelo en los sitios de registro se agruparon en tres categorías: roca (27% de los datos), suelo firme (31.5%) y suelo blando (41.5%) de 200 registros correspondientes a 57 eventos. En cuanto a su origen, el 33.5% corresponde a eventos por subducción y el 66.5% fue clasificado como sismos de corteza (fallamiento local). Las magnitudes M_w que predominaban fueron de 3.2 a 7.7, mientras que las distancias hipocentrales de 10 a 100 km (Schmidt et al., 1997).

Tanto en la investigación realizada en 1994 como en la de 1997, se aplicaron métodos de inversión de mínimos cuadrados y de tipo bayesiano, a partir de una ecuación linealizada que separa la variable dependiente de las independientes.

Por otro lado, en 1996 y 1997 se realizaron estudios en El Salvador en los que se revisaron investigaciones previas hechas en ese país y en la región centroamericana. Se compararon las predicciones que hacen las ecuaciones previas con valores de la aceleración pico del suelo (PGA) para sismos específicos, registrados en distintas redes acelerográficas de la región. Se observó la ausencia casi total de datos provenientes de grandes sismos de subducción en la mayor parte de los países (Bundschuh & Alvarado, 2007).

Cepeda et al. (2004) comparan los valores observados de PGA, PGV y PSA obtenidos a partir de los acelerogramas registrados durante importantes sismos ocurridos en El Salvador entre enero y febrero de 2001, tanto provenientes de eventos principales como de réplicas, asociados a la zona de subducción y a las fallas en la cadena volcánica.

Ellos compararon los valores registrados con las ecuaciones predictivas propuestas por Atkinson & Boore (2003) para eventos por subducción y Spudich et al. (1999) para los eventos por fallamiento local. También realizaron ajustes a estos modelos con el uso de ese subconjunto de datos de El Salvador, a pesar de que la base de datos no era completa en términos de magnitud y las condiciones de suelo se conocían sólo para un 2% de los registros.

4.2 Ecuaciones de atenuación para eventos de corteza o corticales

Se obtienen las ecuaciones de atenuación para sismos corticales de América Central, también llamados de fallamiento local, tanto para la media geométrica de la aceleración pico (GM PGA) como para la media geométrica de la pseudo aceleración espectral (GM PSA) para el 5% de amortiguamiento y para 22 frecuencias.

Primero, se examina la distribución de M_w vs. la distancia hipocentral para revisar la completitud de los datos. Se proponen modelos usando distintas combinaciones de tipos de ecuaciones y métodos de regresión y se selecciona la combinación más conveniente para los datos existentes.

Se obtienen las ecuaciones definitivas tanto para GM PGA como para todas las GM PSA consideradas y se comparan con los datos originales por medio de gráficos. Se calculan los residuos y finalmente, se comparan con otros obtenidos por autores alrededor del mundo para sismos del mismo tipo.

4.2.1 Consideraciones preliminares sobre los datos utilizados

Después de hacer varias pruebas con distintos grupos de datos para sismos clasificados como corticales, se decidió trabajar con todo el grupo de datos disponible para América Central, con los filtros mencionados en capítulos anteriores y que se resumen a continuación:

- Las estaciones consideradas fueron solamente las que recibieron calificación A y B, de acuerdo con la definición presentada en el capítulo 3. Esto debido a que el uso de la totalidad de las estaciones provocó que algunos coeficientes generaran desamplificación en suelos S II y S III respecto a S I para periodos superiores a 1 s, lo que no parece razonable. Esto puede fundamentarse en una clasificación incorrecta de algunas estaciones, por lo que se decidió trabajar únicamente con las que recibieron mejor calificación y los resultados obtenidos fueron más coherentes, tal y como se comentará en secciones posteriores.
- Las magnitudes M_w usadas son superiores a 4.0.
- Las distancias hipocentrales usadas son hasta 200 km.
- Los sismos que se clasificaron como corticales tienen profundidades inferiores a 25 km, a menos que las agencias consultadas reportaran otro tipo de clasificación.
- Eliminación de la mayor parte de registros analógicos por su inferior calidad respecto a los digitales y aquellos cuyas formas de onda no cumplen con los

estándares establecidos (incorrecta apariencia visual, STA/LTA inferior a 3 o superior 5).

La tabla 4.1 muestra un resumen de los datos usados en esta etapa del estudio. Corresponden a 439 registros de 212 eventos, la mayor parte de ellos registrados en suelo S II (firme) y solamente un 10% en S I (roca). Esto era de esperar ya que como se mencionó en el capítulo 3, son pocos los sitios de roca donde se ubican estaciones acelerográficas en América Central, debido a que no es una condición de suelo común de acuerdo con la geología predominante en la región.

Según los rangos de magnitudes, la mayoría de los registros (un 58%) corresponden a sismos con M_w entre 4 y 4.9 y solamente un 14% a sismos con $M_w \geq 6.0$.

Tabla 4.1 Resumen de los datos usados para la obtención de las relaciones de atenuación considerando sismos de fallamiento local.

Número de eventos	212		
Número de registros	439		
Según tipo de suelo	S I: 43 (10%)	S II: 246 (56%)	S III y S IV: 151 (34%)
Según rango de magnitudes	4 a 4.9: 256 (58%)	5 a 5.9: 120 (28%)	6 o más: 63 (14%)

La figura 4.1 muestra la distribución de las magnitudes respecto a la distancia hipocentral. Es notoria la ausencia de datos para magnitudes superiores a 6.5, correspondientes a distancias entre 10 y 90 km, separación mostrada en la misma figura por la línea inclinada. Para el resto de distancias y magnitudes, la cobertura de los datos es densa y están casi uniformemente repartidos.

Respecto a la distribución de los datos según el tipo de suelo, la figura 4.2 muestra la poca presencia de datos correspondientes a roca en general, así como pocos puntos para suelo firme y blando para magnitudes superiores a 6, entre distancias de 10 a 90 km. Se observa también más densidad de puntos correspondientes a suelo firme entre magnitudes de 4 a 5, situación que disminuye para magnitudes mayores.

La figura 4.3 presenta la distribución de la media geométrica del PGA, en adelante GM PGA, en función de la distancia hipocentral para los distintos tipos de suelo. Se nota la poca presencia de datos para roca y no se diferencian claramente las distribuciones para las tres condiciones de suelo consideradas, ya que todos se distribuyen más o menos en forma homogénea en la nube de puntos. Se observa sutilmente una tendencia a la disminución de GM PGA con respecto al aumento de la distancia hipocentral, como era de esperarse, lo que se muestra por medio de una línea diagonal dibujada sobre el mismo gráfico.

Respecto a la distribución por magnitudes, la figura 4.4 muestra claramente la diferenciación entre los distintos rangos, estando los valores más bajos asociados a

magnitudes entre 4 y 4.9, los intermedios entre 5 y 5.9 y los más altos con Mw superiores a 6.

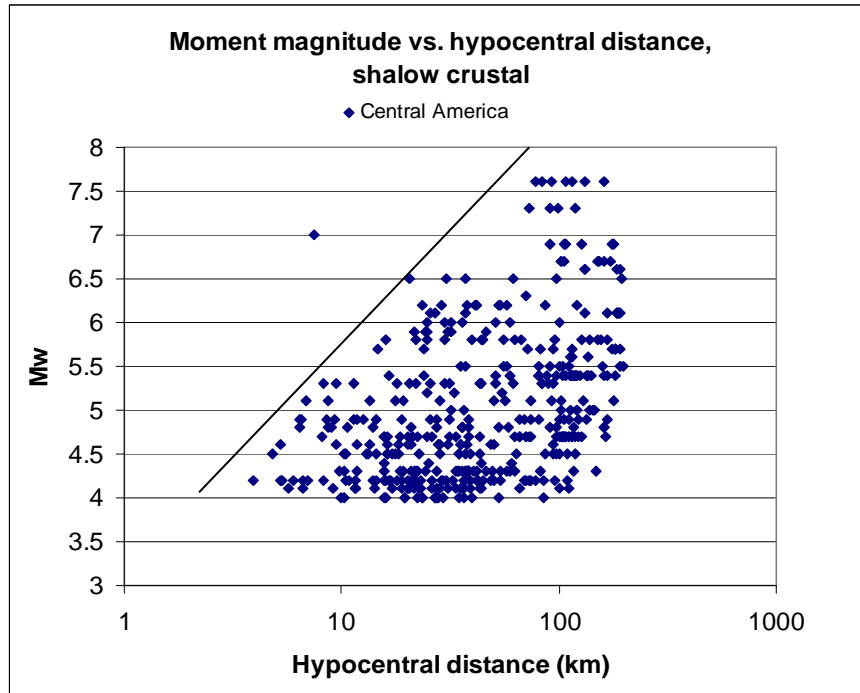


Figura 4.1. Gráfico de Mw vs. distancia hipocentral para todos los sismos clasificados como originados por fallamiento local. La línea inclinada indica la frontera entre la zona donde hay ausencia de datos y donde estos son densos.

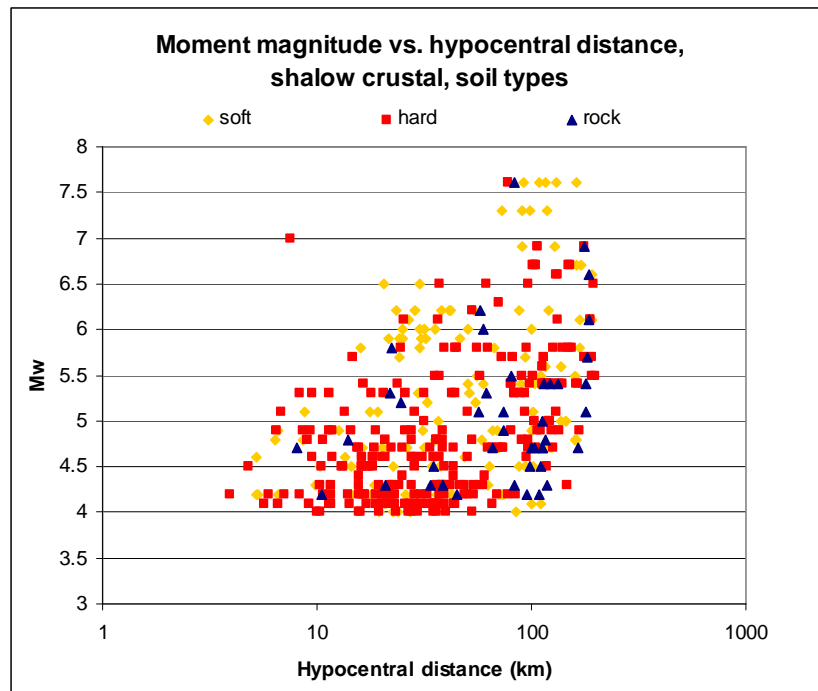


Figura 4.2. Gráfico de Mw vs. distancia hipocentral con separación por tipo de suelo.

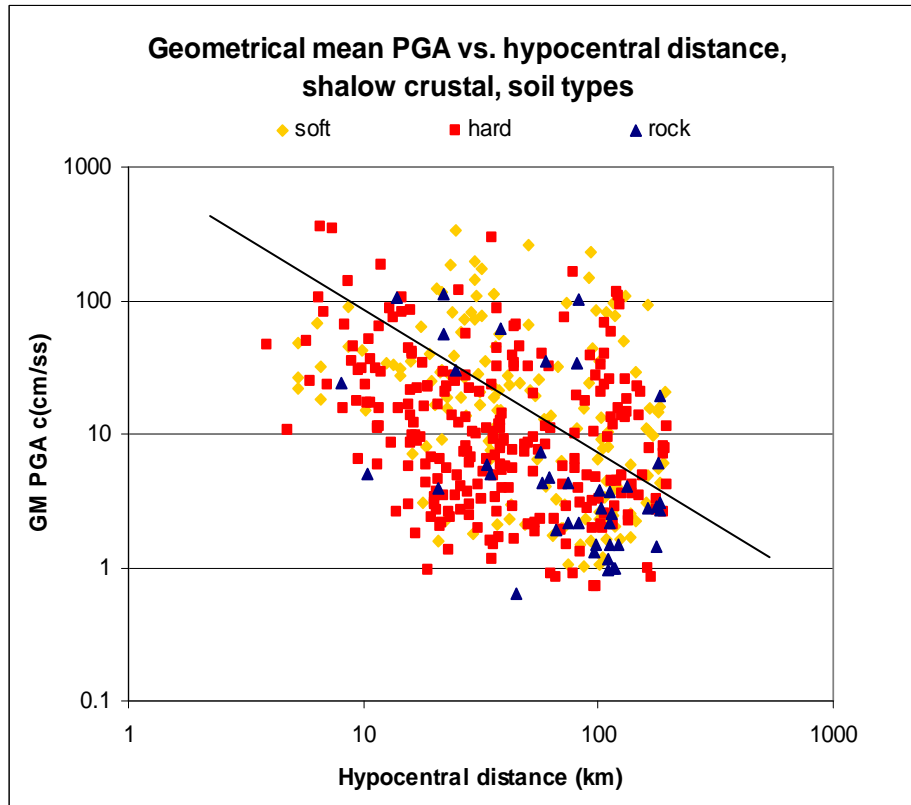


Figura 4.3. GM PGA vs. distancia hipocentral según los distintos tipos de suelo.

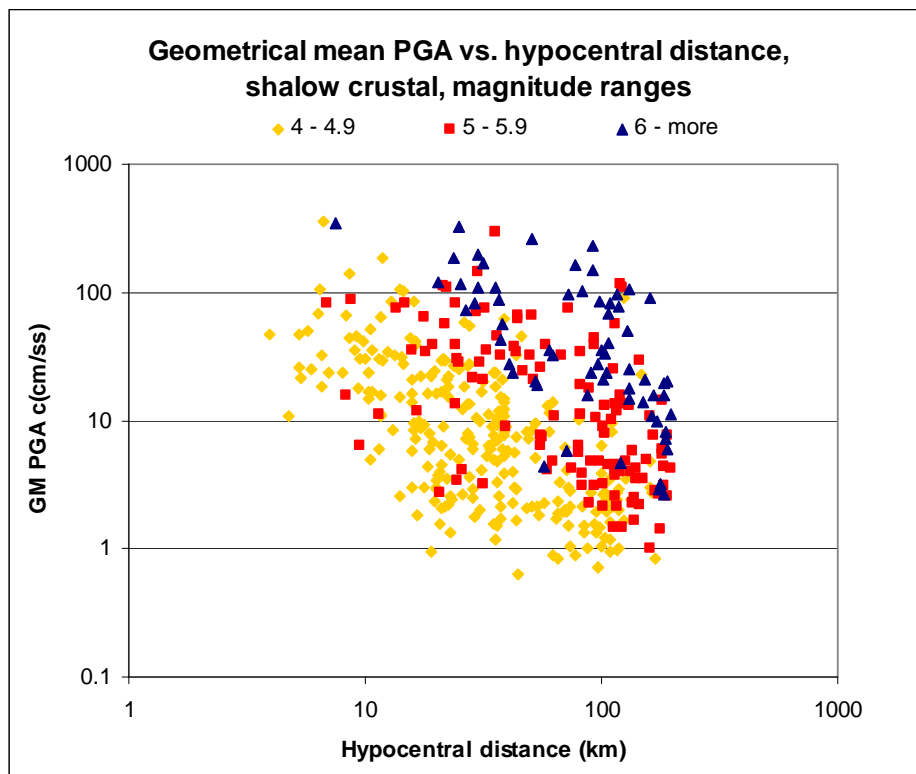


Figura 4.4 GM PGA vs. distancia hipocentral para distintos rangos de magnitudes.

4.2.2 Ecuaciones propuestas para GM PGA

La selección del modelo más adecuado se llevó a cabo considerando seis casos, que se obtuvieron mediante combinaciones entre dos distintos tipos de ecuaciones y tres métodos de regresión.

Se seleccionaron estos casos a partir de una serie de pruebas y al comprobar que con modelos más complejos, no se lograban ajustes aceptables a partir de los datos disponibles (desviaciones más altas que las mostradas o inclusive, imposibilidad de obtener resultados con el uso de este programa, por errores matemáticos en la ejecución de rutinas dentro del mismo debido a inestabilidades de los modelos).

Los casos, que se indican en la tabla 4.2, están definidos por dos cifras:

La primera cifra se refiere al tipo de ecuación, tomando en cuenta los términos de la ecuación 2.2, de la siguiente forma:

2 equivale a:

$$\log Y = b_1 + b_2 * M + b_3 * \log(\sqrt{D^2 + b_4^2}) + S * b_5 + H * b_6, \quad \text{Ecuación 4.1}$$

donde el término $C_s S$ de la ecuación 2.2 se ha dividido en $S * b_5 + H * b_6$ y el coeficiente C_p es igual a cero por tratarse del percentil 50. Y es la GM PGA o GM PSA en cm/s^2 , \log corresponde al logaritmo base 10, b_1 a b_6 son los términos a ser obtenidos por medio de la regresión y no es considerado el término correspondiente a la atenuación inelástica. Los dos últimos términos corresponden a la condición del suelo en el sitio de registro; en caso de que sea roca (S I), $S = H = 0$, si el suelo es firme (S II), $S = 0$ y $H = 1$ y para suelo blando (S III y S IV) $S = 1$ y $H = 0$.

3 equivale a:

$$\log Y = b_1 + b_2 * M + b_3 * M^2 + b_4 * \log(\sqrt{D^2 + b_6^2}) + b_5 * (\sqrt{d^2 + b_6^2}) + S * b_7 + H * b_8, \quad \text{Ec. 4.2}$$

donde el término $C_s S$ de la ecuación 2.2 se ha dividido en $S * b_7 + H * b_8$ y el coeficiente C_p es igual a cero por tratarse del percentil 50. Aquí, los coeficientes a obtener son b_1 a b_8 . Sí aparece el término correspondiente a la atenuación inelástica (antepenúltimo término en la ecuación), y aparece además $b_3 * M^2$, que corresponde a un término adicional para correlacionar la magnitud con la variable dependiente Y . Los coeficientes b_7 y b_8 tienen el mismo significado que b_5 y b_6 en la ecuación anterior.

La segunda cifra que define cada caso corresponde al método de regresión utilizado:

- 1 corresponde a regresión ordinaria de un paso (mínimos cuadrados)
- 2 corresponde a regresión ordinaria de dos pasos (Joyner & Boore, 1981)
- 4 corresponde al método de máxima verosimilitud (Joyner & Boore, 1993)

La tabla 4.2 muestra los coeficientes obtenidos mediante los distintos casos, así como las desviaciones estándar asociadas.

Se observa que los casos con los que se obtiene menor desviación estándar son el 5 y el 6, que corresponden a los tipos de ecuaciones 3 y 2 respectivamente, pero en ambos usando el método de regresión más simple, el ordinario de mínimos cuadrados.

En la tabla 4.2 se observa que los valores obtenidos para b_1 son distintos para todas las soluciones. Sin embargo, cuando se utiliza el tipo de ecuación 2 se obtienen valores semejantes para los casos correspondientes. El coeficiente b_2 por su parte, tiene un valor en torno a 0.5 que resulta ser bastante estable, lo que parece indicar que todos los casos considerados resuelven en forma semejante el coeficiente de escala de magnitud.

El coeficiente b_3 por su parte, que está relacionado con M^2 y que solamente aparece en los casos 1, 3 y 5, muestra un valor cercano a cero, es decir que la participación de M^2 tiene poca importancia dentro de la ecuación.

El término referente a la atenuación elástica adquiere un valor cercano a -1.0 en todos los casos, lo que parece indicar que se está en presencia de una propagación de ondas tipo esférica y que es semejante para todas las soluciones.

Los coeficientes que determinan la amplificación por presencia de suelo firme y blando respecto a la roca, también son semejantes en todos los casos considerados y tienen un valor promedio de 1.48 ($10^{0.17}$) para suelo blando y 1.29 ($10^{0.11}$) para suelo firme, lo que significa que estos tipos de suelo amplifican respecto a la roca un 48% y un 29% respectivamente, para GM PGA.

Tabla 4.2. Coeficientes obtenidos de acuerdo con los casos considerados para GM PGA, sismos corticales. En celeste se marca el caso escogido.

Caso 1: 3 4								
b1	b2	b3	b4	b5	b6	b7	b8	SD
-0.22828	0.65261	-0.01377	-1.09463	-0.00018	3.26359	0.16439	0.1123	0.42242928
Caso 2: 2 4								
b1	b2	b3	b4	b5	b6			SD
0.18508	0.50472	-1.11803	3.59823	0.1646	0.11278			0.42157614
Caso 3: 3 2								
b1	b2	b3	b4	b5	b6	b7	b8	SD
1.45279	0.18577	0.02808	-1.37805	0.00147	5.63257	0.14036	0.11862	0.46326974
Caso 4: 2 2								
b1	b2	b3	b4	b5	b6			SD
0.38662	0.48772	-1.15454	-3.57197	0.13484	0.10846			0.45912871
Caso 5: 3 1								
b1	b2	b3	b4	b5	b6	b7	b8	SD
-0.18751	0.55613	-0.0058	-0.92783	-0.00075	2.30174	0.21954	0.11735	0.4086
Caso 6: 2 1								
b1	b2	b3	b4	b5	b6			SD
0.12602	0.49081	-1.03591	4.22442	0.22075	0.11742			0.4078

Nota: b_1 a b_8 son los coeficientes determinados por la regresión y SD es la desviación estándar

En las figuras 4.5, 4.6a y 4.6b se comparan los resultados mostrados en la tabla 4.2 para $M_w = 6$, 5 y 7, respectivamente y para los distintos casos considerados. Se observa que las curvas son muy semejantes a partir de los 10 km, siendo notoria la diferencia para distancias más cortas pero esto es de esperarse en el campo cercano, ya que debido a la ausencia de datos (puntos negros en las mismas figuras), los métodos de regresión empleados resolverán estas incertidumbres en forma distinta. En las tres figuras analizadas, se observa un aceptable ajuste visual entre las curvas y los datos (puntos negros) a partir de los 10 km y con base en los cuales se obtienen los resultados.

En vista de que los casos 5 y 6 son representados por la menor desviación estándar pero corresponden a tipos de ecuaciones distintas, se comparan en la figura 4.7. La línea vertical en esta figura representa el límite de distancias hipocentrales consideradas en el presente estudio.

Obsérvese en esa misma figura que entre los 5 y 200 km, ambos casos son prácticamente idénticos para las tres magnitudes representadas. Esto quiere decir que para este rango de distancias hipocentrales, el término correspondiente a la atenuación anaelástica, que está contenido en el caso 5 pero no en el 6, no tiene relevancia alguna para los resultados obtenidos.

Tomando en cuenta lo anterior y el hecho de que el caso 5 se vuelve inestable cuando se trabaja con otros periodos para estimar algunos GM PSA (se producen errores matemáticos internos, así como la imposibilidad de obtener el término que representa la distancia ficticia en el campo cercano), se decidió considerar el caso 6 como el más conveniente para el resto del estudio correspondiente a sismos corticales.

La figura 4.8 representa la comparación entre las regresiones obtenidas a partir de dos programas: el considerado actualmente (J. Douglas 2009, comunicación personal) en MatLab y el paquete comercial Sigma Plot (Systat software Inc, V.11.0). Los gráficos corresponden al caso 6 y se observa que los resultados son prácticamente idénticos, sobretodo para distancias hipocentrales superiores a 10 km.

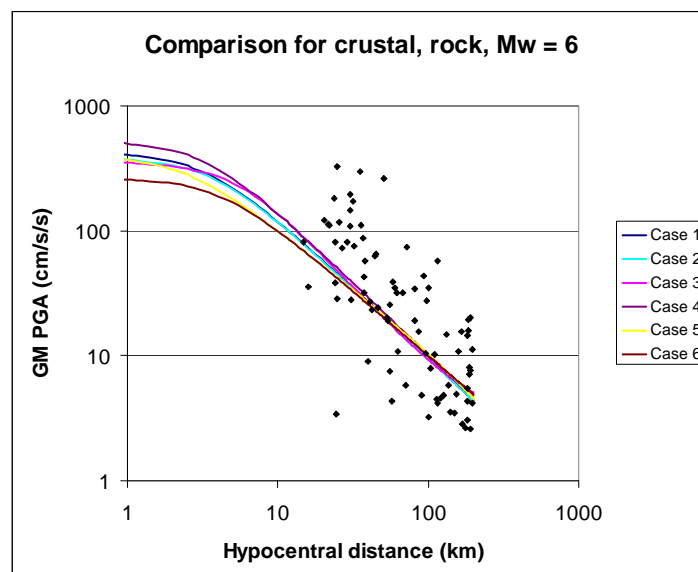


Figura 4.5. Comparación entre los seis casos considerados para magnitud $M_w=6$ y condición de roca. Los rombos negros representan las observaciones.

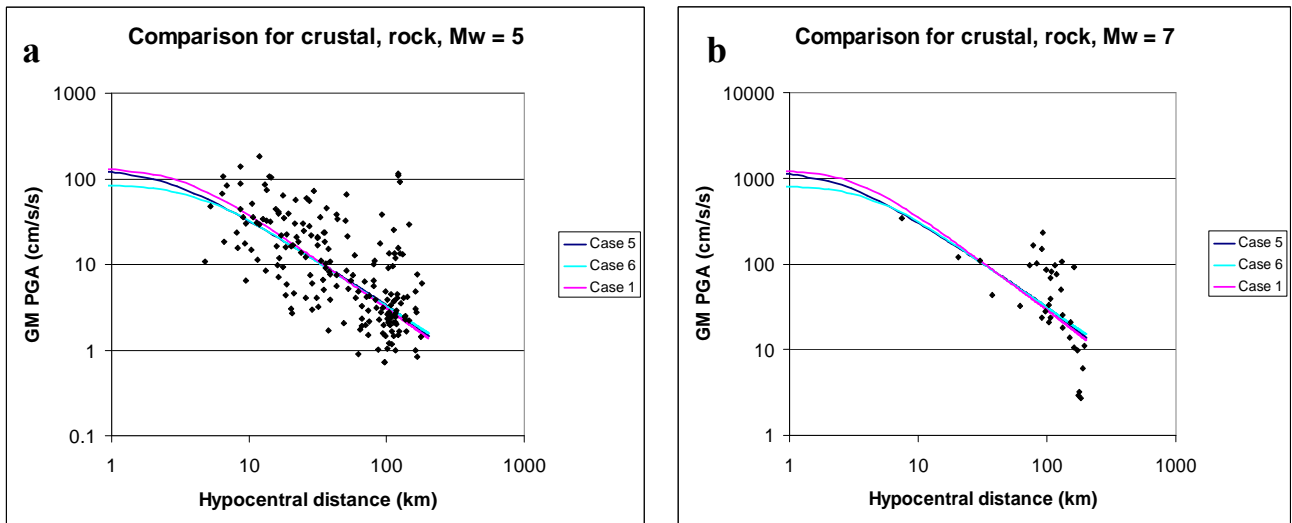


Figura 4.6. Comparación entre los casos 1, 5 y 6 para magnitud $M_w=5$ (a) y $M_w=7$ (b), en condición de roca. Los puntos negros representan las observaciones.

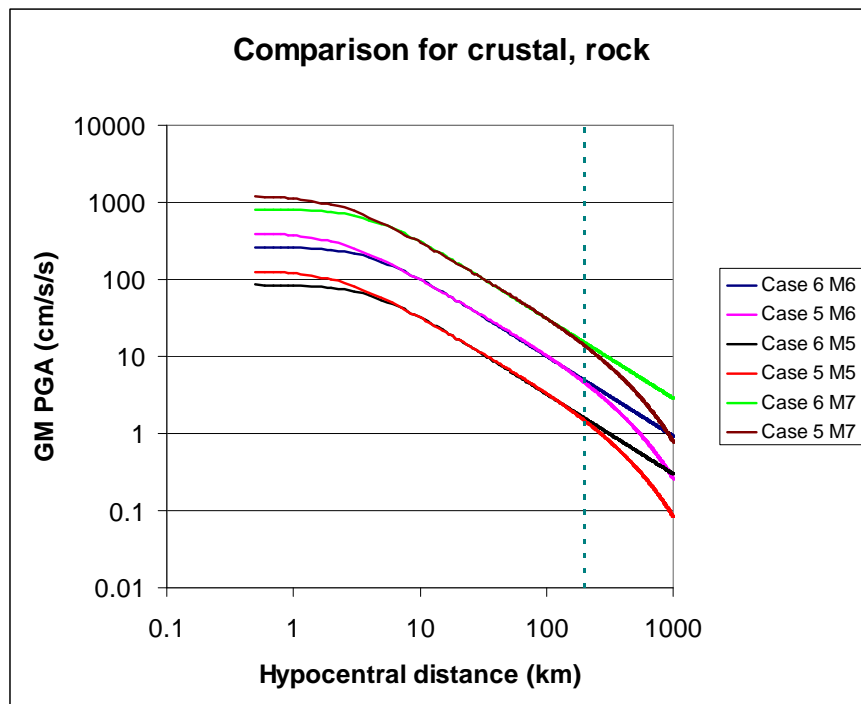


Figura 4.7. Comparación entre los casos 5 y 6 para tres magnitudes distintas: 5, 6 y 7. La línea vertical representa el límite superior de distancias hipocentrales consideradas en el presente estudio, que corresponde a 200 km.

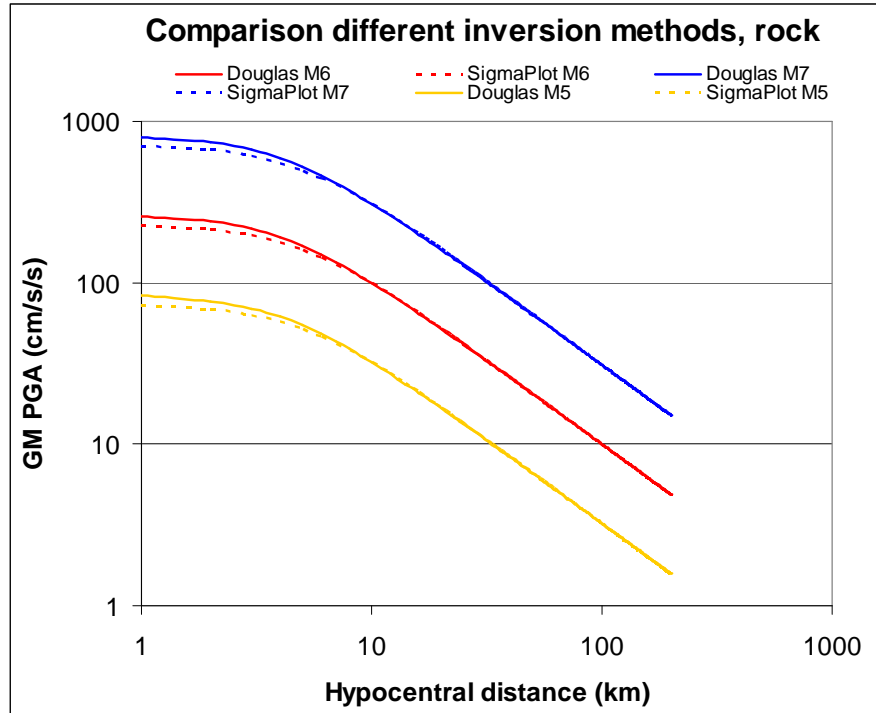


Figura 4.8. Comparación entre las regresiones obtenidas a partir de dos programas distintos: J. Douglas (2009, comunicación personal) y Sigma Plot.

Las figuras 4.9a, b, c y d muestran los resultados obtenidos para las tres condiciones de suelo: S I, S II y S III para $M_w = 6$ y se muestran los valores observados (puntos negros) transformados al aplicar los coeficientes de suelo resultantes a las observaciones en suelos distintos al caso considerado. Se muestran además las curvas correspondientes a la suma y a la resta de una desviación estándar (+ 1 SD y -1 SD). Se observa un adecuado ajuste visual de los datos dentro de los rangos mencionados, aún cuando la desviación estándar pueda ser considerada alta de acuerdo con otros autores (J. Douglas, 2009; H. Bungum, 2009, comunicación personal).

Los residuos representados en las figuras 4.10a y 4.10b se obtuvieron de acuerdo con la relación:

$$\text{residuo}(y) = \log(obs_y) - \log(pred_y) \quad \text{Ecuación 4.3}$$

Donde: y corresponde a cada entrada (registro), obs_y al valor observado, que en este caso es la GM PGA obtenida del acelerograma y $pred_y$ al valor obtenido con base en la ecuación y con el uso de los coeficientes del caso 6, según la tabla 4.2.

De acuerdo con esta ecuación, el valor ideal se alcanza cuando el residuo (y) = 0. Sin embargo, es de esperarse que los valores que predicen las ecuaciones sean mayores o menores que las observaciones, tomando en cuenta la forma en que se distribuyen los datos con la distancia y la magnitud. De esta forma, se obtienen tres residuos en un rango entre 1.5 y 2.5 (observación mayor que el valor generado por el modelo) y seis entre -1.5 y -2.0 (caso inverso). La mayoría de residuos se ubican entre +1 y -1, que suele ser lo común de acuerdo con resultados obtenidos por diversos autores.

En la figura 4.10a, se grafican los residuos en función de la distancia hipocentral, se observa una clara tendencia al decrecimiento que puede ser representada por una ecuación lineal cuyo residuo adquiere un valor igual a cero a los 45 km. Cuando se grafican en función de la magnitud M_w , se observa también un sesgo al decrecimiento al aumentar la magnitud, representado por una línea recta pero con una pendiente menor que la anterior (figura 4.10b). En este caso, los residuos adquieren un valor igual a cero para una magnitud $M_w = 5.0$.

Finalmente, la figura 4.11 muestra una comparación entre los resultados obtenidos en este estudio respecto a otros autores. Se observa que en el campo cercano (hasta los 10 km de distancia hipocentral), la ecuación propuesta es cercana al promedio de las demás mostradas. Sin embargo, para valores mayores los otros modelos superan el obtenido con datos de América Central, sobretodo porque este tiene una caída prácticamente lineal entre los 10 y 200 km. Esto se puede deber en gran medida a los métodos de regresión empleados, ya que en este estudio el método de mínimos cuadrados es el que mejor se adaptó a los datos disponibles y otros autores han utilizado el de máxima verosimilitud (Zhao et al., 2006a y Spudich et al., 1999), así como el método de Bayes (Dahle et al., 1995; Schmidt et al., 1997); para Bayes, al utilizar conocimiento científico previo, el valor de cada coeficiente se restringe a rangos previamente estudiados y se logra por ejemplo, que los coeficientes correspondientes a suelo firme o blando siempre amplifiquen respecto a la roca.

Especial atención merece la comparación con los modelos propuestos por Dahle et al. (1995), ya que también se basan en datos que provienen de América Central. Los resultados muestran diferencias prácticamente en todo el rango de distancias. Sin embargo, debe aclararse que para el presente estudio fueron eliminados prácticamente todos los registros provenientes de instrumentos analógicos, que fueron los predominantes en el estudio de 1995. Además, como se dijo los métodos de inversión se basan en principios distintos, por lo que los resultados no son directamente comparables, a pesar de que los datos provengan de un mismo entorno sísmico.

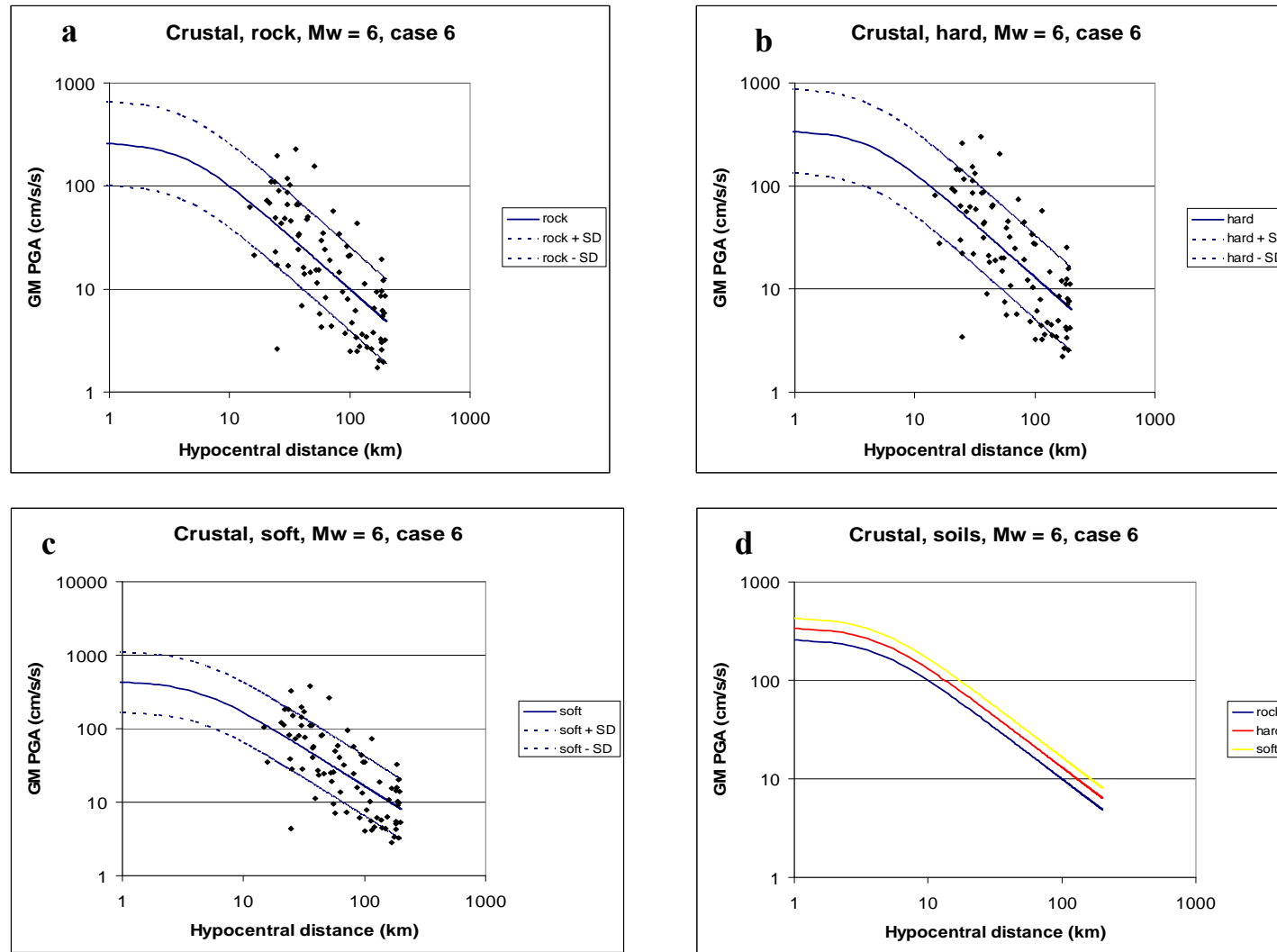


Figura 4.9. Resultados obtenidos para roca (a), suelo firme (b), suelo blando (c) y los tres tipos de suelo (d), para GM PGA y magnitud $M_w=6$. En las figuras a, b y c se muestran además las desviaciones estándar (SD) y las observaciones a partir de las cuales se obtuvieron las regresiones, que fueron transformadas si la observación corresponde a un caso distinto (suelo diferente) al considerado.

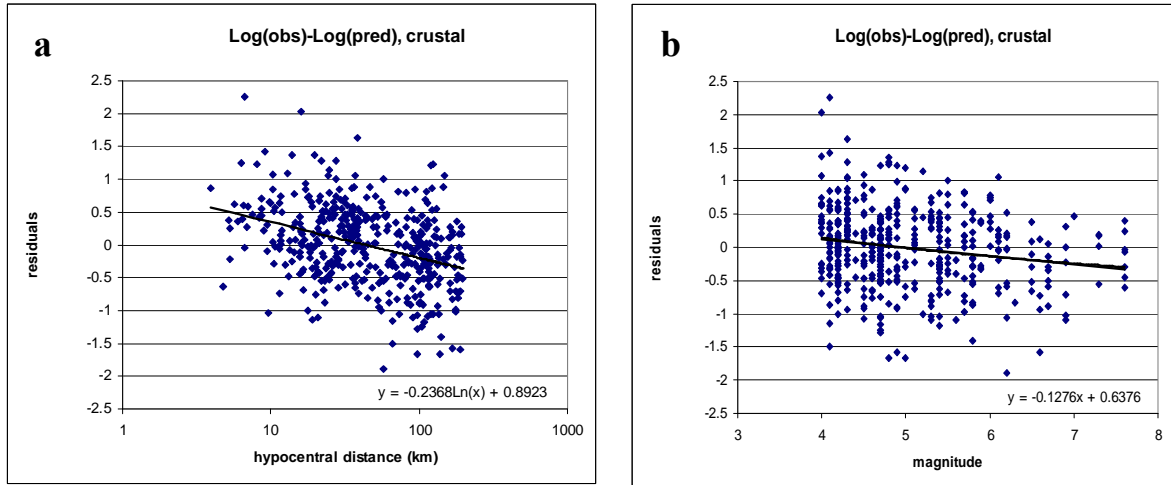


Figura 4.10. Representación de los residuos en función de la distancia hipocentral (a) y de la Mw (b) para GM PGA correspondientes a registros de fallamiento local de América Central.

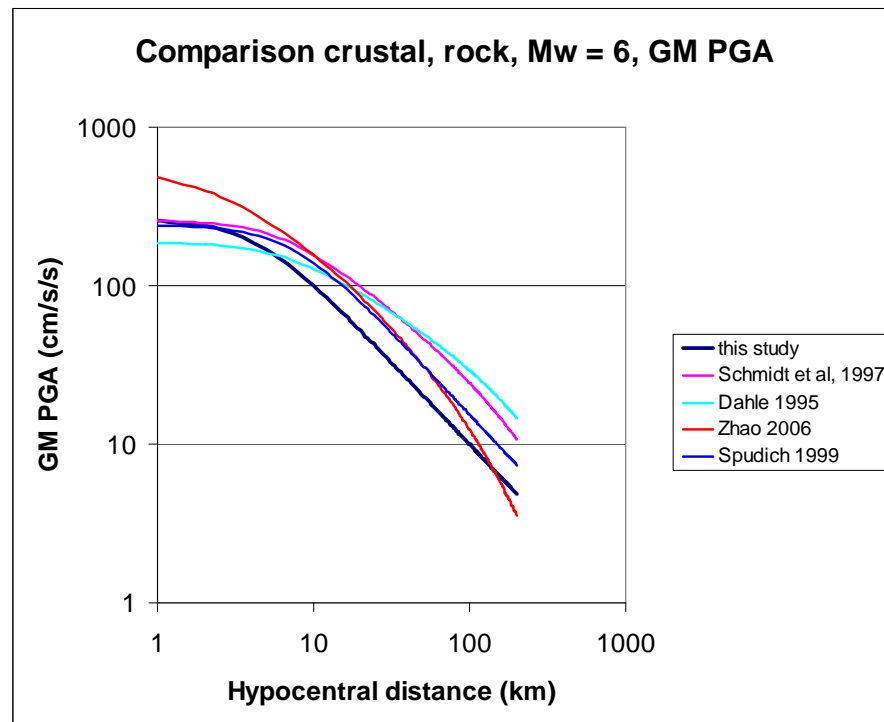


Figura 4.11. Comparación de las relaciones de atenuación obtenidas en este estudio con las propuestas por otros autores, para datos de fallamiento local, Mw=6 y en condición de roca.

4.2.3 Ecuaciones propuestas para GM PSA

En este apartado se presentan los resultados obtenidos para la media geométrica de la pseudo aceleración (GM PSA) para 22 periodos seleccionados.

Respecto a la GM PSA 1 Hz, se observa en la figura 4.12a los resultados obtenidos para roca y $M_w = 6$ con su respectiva desviación estándar y en la figura 4.12b se muestran las tres curvas que representan los tres tipos de suelo considerados. En este caso, es más notoria la diferenciación entre suelo S III (blando) respecto a S I (roca), ya que S II y S I aparecen como curvas más cercanas. Esta situación es más evidente que en el caso de GM PGA, donde las tres curvas son más equidistantes (figura 4.9d), situación esperable ya que para 1 Hz PSA, la amplificación por presencia de suelos blandos suele ser mayor que para frecuencias altas, representadas por el PGA.

Considerando los residuos, no se observa un sesgo o tendencia en su distribución respecto a la distancia hipocentral o a la magnitud, ya que la línea de mejor ajuste coincide con la línea de residuo igual a cero. Se obtienen además residuos máximos alrededor de 1.5 y -2, que son menores que para el caso de GM PGA (figuras 4.13 a y b).

La figura 4.14 compara las ecuaciones obtenidas por distintos autores para GM PSA respecto a la distancia hipocentral. Es evidente que el modelo propuesto en este estudio se mantiene por debajo de los demás en todo el rango de distancias. En varios de los propuestos por otros autores, es utilizada la distancia a la zona de ruptura o la propuesta por Joyner & Boore (1981) y en el presente estudio la hipocentral, que como ya se dijo es mayor, por lo que este factor puede justificar en parte los resultados observados.

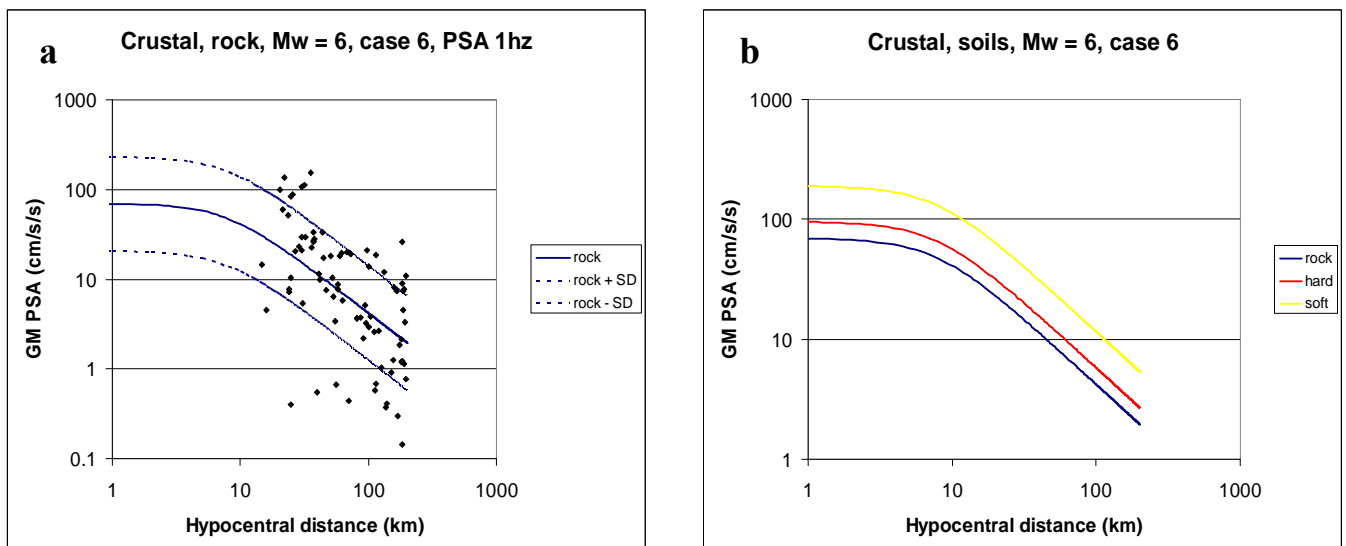


Figura 4.12. Relaciones de atenuación obtenidas para GM PSA 1Hz, para $M_w = 6$. Se muestran los resultados para condición de roca, con ± 1 desviación estándar (líneas punteadas) y las observaciones (puntos negros, a) y las relaciones para las tres condiciones de suelo (b).

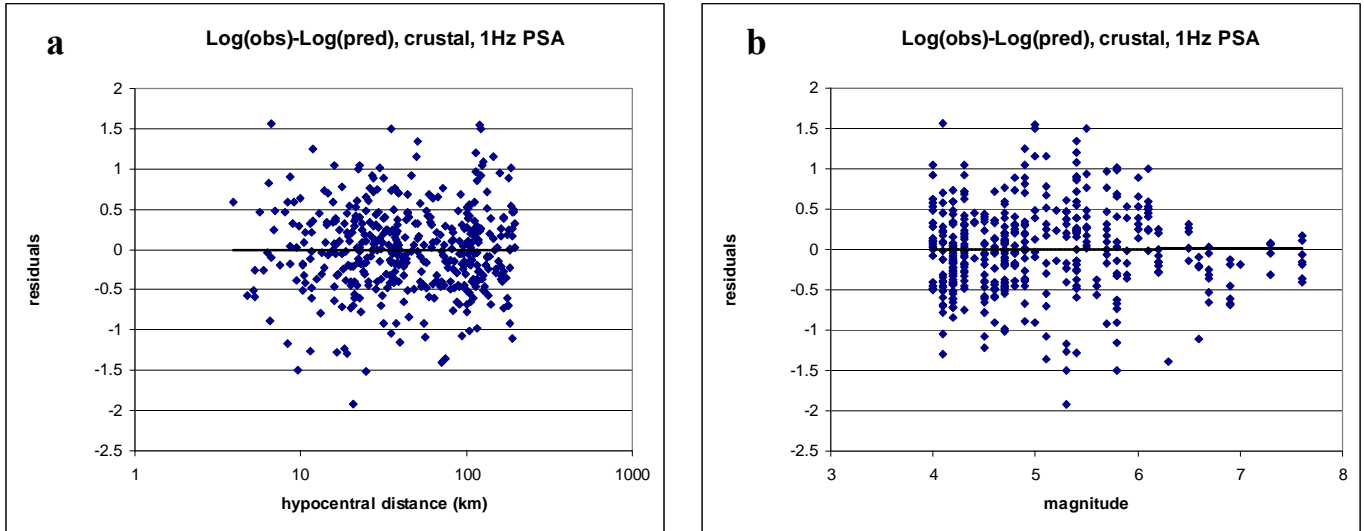


Figura 4.13. Residuos para GM PSA 1 en función de la distancia hipocentral (a) y en función de la magnitud (b).

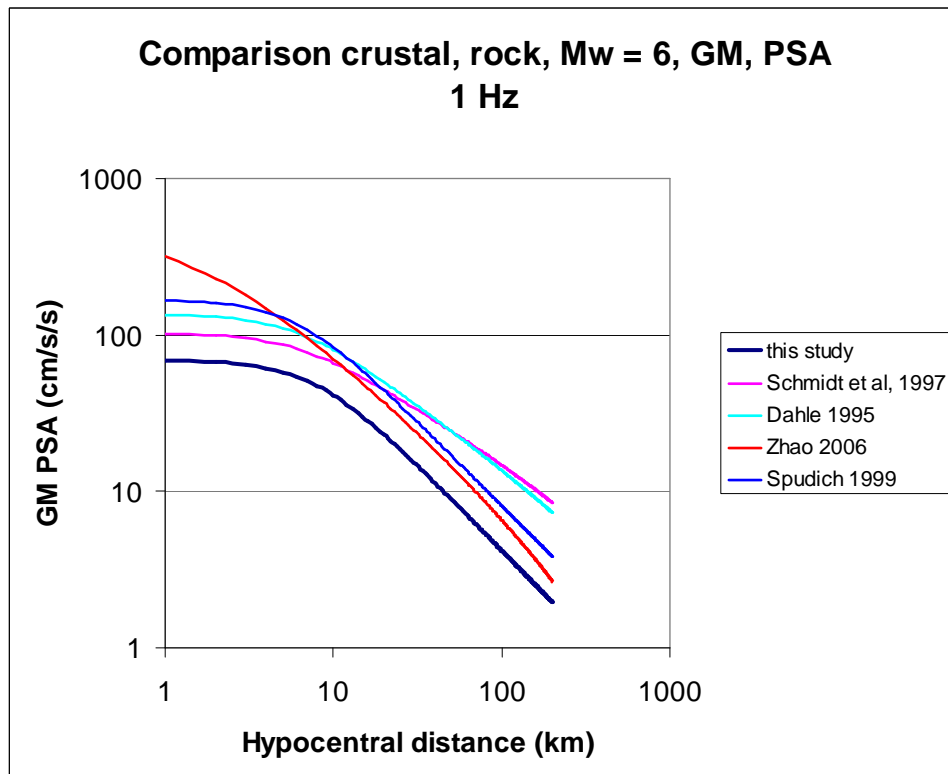


Figura 4.14. Comparación de la relación de atenuación obtenida en este estudio (línea azul oscura) con otros propuestos por diversos autores, para GM PSA 1 Hz.

Los gráficos de la figura 4.15 muestran los resultados obtenidos para 9 casos distintos y para las tres condiciones de suelo consideradas. Horizontalmente se cambia la distancia hipocentral, de 10, a 50 y a 100 km y verticalmente se aumenta la magnitud M_w , de 5 a 6 y a 7.

Se observan principalmente las siguientes situaciones:

- Para una misma magnitud (una misma línea horizontal de figuras) las ordenadas espectrales disminuyen porque aumenta la distancia hipocentral.
- Hasta 0.15 s de periodo, no es muy notoria la diferencia entre las ordenadas espectrales para los distintos tipos de suelo. Sin embargo, a partir de este valor las curvas se separan tomando valores más altos para suelos S III. Este comportamiento es de esperarse ya que los periodos más largos (o frecuencias bajas) se ven más amplificados en suelos blandos.
- Se observa que conforme aumenta la magnitud, (ver última línea de figuras que corresponde a $M_w = 7$), los espectros adquieren una forma más plana, con niveles de GM PSA más semejantes para todo el rango de periodos considerado, lo que es coincidente con el hecho de que sismos de magnitudes altas tienen un contenido frecuencial más amplio. Esto se evidencia claramente al comparar la primera figura de la primera columna ($M_w = 5$) con la tercera figura de la misma columna ($M_w = 7$).
- La tercera fila ($M_w = 7$) muestra que al aumentar la distancia hipocentral, aumenta notoriamente la diferencia de las curvas S II (suelo firme) y S III (suelo blando) respecto a la S I a partir de 0.15 s y esto sucede precisamente porque las ordenadas espectrales para S I (roca) son semejantes en todo el rango de periodos (espectro muy plano) y además, es en el rango entre 0.15 y 2 s donde los factores de amplificación para S II y S III son mayores.
- El periodo correspondiente a la máxima amplificación para roca (S I) no cambia mucho ni en función de la distancia hipocentral ni en función de la magnitud. Sin embargo, este periodo sí aumenta conforme se incrementa la magnitud en función del tipo de suelo, principalmente para suelo blando (S III).
- Considerando los tipos de suelo, el rango en el que se observan mayores diferencias entre las ordenadas espectrales va de 0.15 s a 0.9 s y es evidente principalmente para distancias lejanas y magnitudes altas.

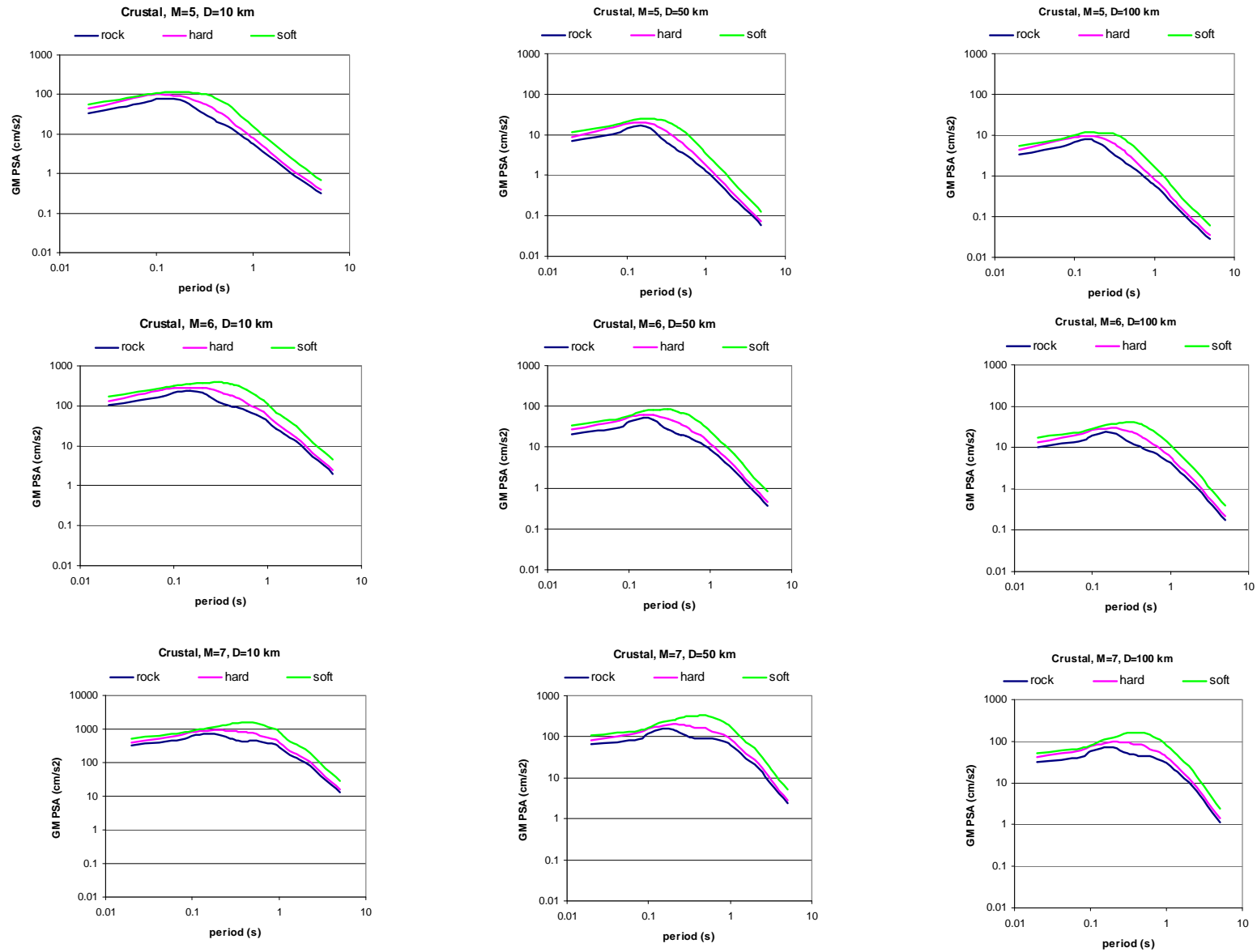


Figura 4.15. Espectros obtenidos a partir de las ecuaciones espectrales de atenuación para tres distancias hipocentrales: 10 (col. 1), 50 (col. 2) y 100 km (col. 3) y para tres magnitudes: Mw = 5 (fila 1), Mw = 6 (fila 2) y Mw = 7 (fila 3), para los tres tipos de suelo considerados. Sismos corticales, América Central.

La tabla 4.3 muestra los resultados de los coeficientes obtenidos de GM PSA como variable dependiente para 22 periodos, así como la desviación estándar y las figuras 4.16a, b, c d y e muestran la variación de los coeficientes en función del periodo.

En la 4.16a se observa que b_1 aumenta ligeramente hasta llegar a un máximo en 0.1 s y luego disminuye. El rango de variación de este coeficiente va de 0,75 a -3.5. Para este coeficiente, que define la forma general del espectro de respuesta ya que es un coeficiente de escala, se observa un comportamiento de acuerdo con lo esperado, observándose un máximo en 015 s.

En la figura 4.16b, se observa un aumento de b_2 (coeficiente que escala la magnitud) de 0.45 a 0.9 en un rango de periodos de 0.02 s a 2 s. Esto representa que la magnitud tiene una influencia mayor en periodos largos a partir de 0.9 s, lo cual es también un comportamiento esperado y observado por autores como García et al. (2005) y Atkinson & Boore (2003).

En la 4.16c, se observa que no existe una tendencia definida para la variación de b_3 (expansión geométrica) en función del periodo, obteniéndose un máximo en 0.4 s de -0.99 y un mínimo en 0.15 s de -1.14, siendo este rango de variación pequeño, por lo que puede ser considerado un coeficiente bastante estable. En este caso, todos los valores obtenidos están en torno a -1.0, por lo que se asume una propagación de ondas esférica (Tapia, 2006).

La variación de b_4 (distancia ficticia introducida) no sigue una tendencia particular (figura 4.16d), mostrando un rango de valores de 2.15 a 9.4.

En la figura 4.16e se muestra la variación de la desviación estándar, donde se observa un valor estable entre 0.02 s y 0.15 s cercano a 0.4, un incremento entre 0.15 s y 0.9 s de 0.4 a 0.5 y nuevamente se estabiliza a partir de 0.9 s en 0.5. Este incremento en función del periodo puede estar asociado a los procesos de registro y procesado de la señal, ya que aún cuando se han aplicado los filtros señalados, los periodos largos pueden estar más influenciados por estos procesos.

Tabla 4.3. Variación de los coeficientes b_1 a b_6 y de la desviación estándar para 22 periodos considerados, correspondientes a eventos corticales.

Period	frec	b1	b2	b3	b4	b5	b6	SD
0.02	50.00	0.15454	0.48743	-1.03269	3.83891	0.21489	0.11115	0.4093
0.075	13.33	0.65109	0.44289	-1.06921	2.15714	0.21033	0.16857	0.4131
0.1	10.00	0.73993	0.45503	-1.08638	4.65588	0.15027	0.12146	0.4105
0.15	6.67	0.75961	0.48369	-1.14082	8.92792	0.17034	0.07779	0.4194
0.2	5.00	0.47439	0.51668	-1.12103	8.40521	0.24001	0.1382	0.4394
0.24	4.17	0.13594	0.53838	-1.06081	6.43782	0.35122	0.18941	0.4533
0.303	3.30	-0.30862	0.57998	-1.02221	4.81306	0.49143	0.25633	0.4727
0.34	2.94	-0.5482	0.60292	-0.99302	3.71378	0.53045	0.26343	0.485
0.4	2.50	-0.83868	0.64157	-0.99596	3.50109	0.55494	0.27397	0.4936
0.44	2.27	-1.00207	0.66931	-1.01606	4.30379	0.56379	0.26458	0.4934
0.5	2.00	-1.20878	0.70917	-1.05064	5.31951	0.55509	0.24432	0.4937
0.6	1.67	-1.43766	0.74588	-1.07315	6.41843	0.52324	0.18262	0.5041
0.752	1.33	-1.82261	0.80402	-1.11353	7.88318	0.49587	0.17859	0.5153
0.9	1.11	-2.14054	0.84448	-1.11862	7.77669	0.45466	0.14805	0.5293
1	1.00	-2.26639	0.85062	-1.10729	7.93455	0.43811	0.13807	0.5303
1.25	0.80	-2.46703	0.85888	-1.1121	9.40068	0.418	0.1332	0.521
1.493	0.67	-2.76269	0.87686	-1.09131	7.9465	0.409	0.12784	0.5245
2	0.50	-3.1279	0.9095	-1.11692	7.67692	0.39708	0.10211	0.5324
2.5	0.40	-3.24945	0.89781	-1.11774	7.38462	0.36476	0.09728	0.527
3.03	0.33	-3.33051	0.87247	-1.09664	6.02374	0.3585	0.09856	0.5288
4	0.25	-3.40089	0.83189	-1.06428	3.28831	0.33733	0.08206	0.5277
5	0.20	-3.41634	0.80107	-1.06854	2.46111	0.33726	0.08534	0.5403

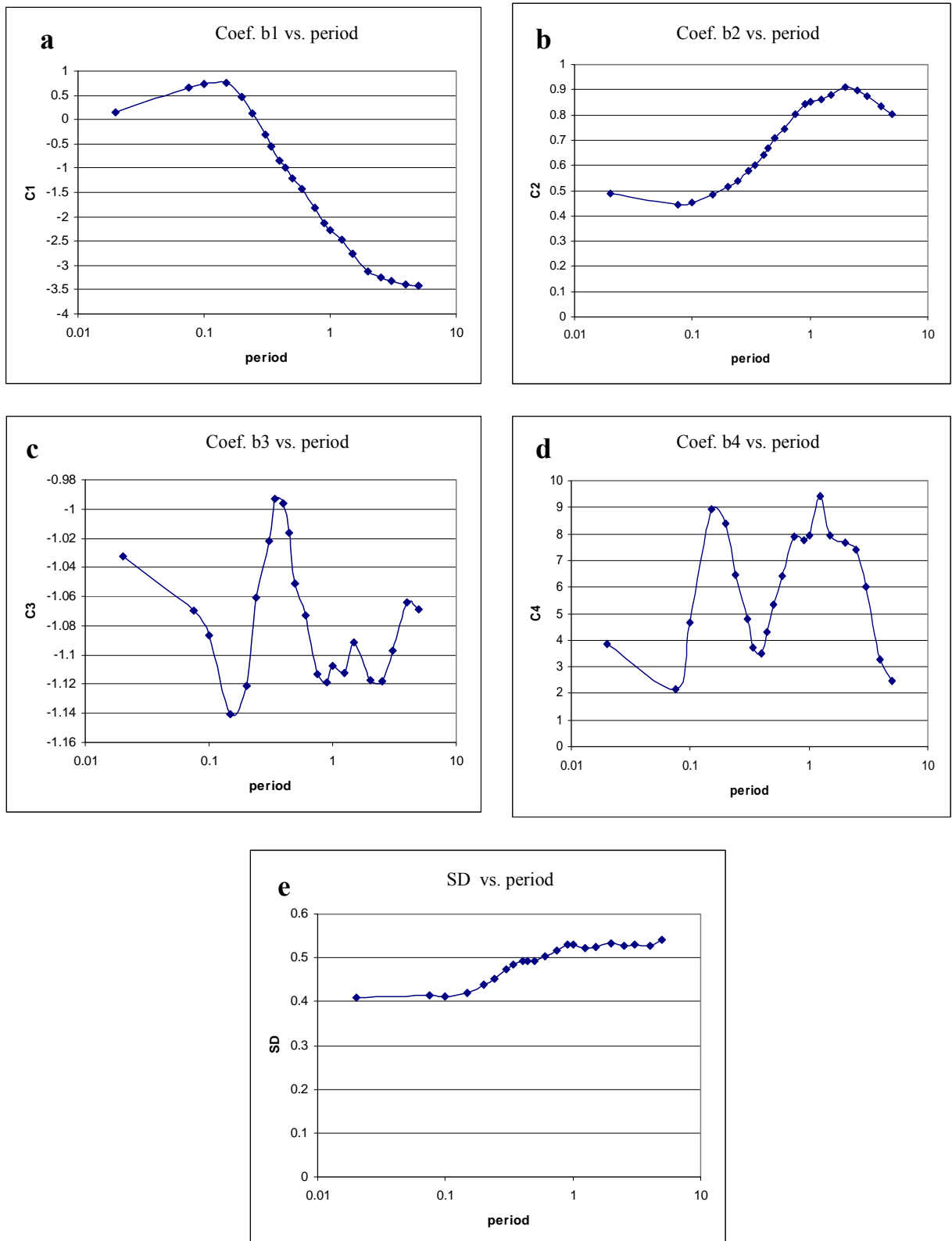


Figura 4.16. Variación de los coeficientes b_1 , b_2 , b_3 y b_4 y de la desviación estándar SD según la tabla 4.3 en función del periodo, para sismos corticales con datos de América Central.

Respecto a los coeficientes que representan la amplificación del suelo (b_5 y b_6) la figura 4.17a muestra la variación de ambos en función del periodo. Estos se mantienen más o menos estables y semejantes entre 0.02 s y 0.15 s, pero a partir de allí el coeficiente b_5 correspondiente a suelo blando sufre un gran incremento hasta llegar a un valor de 3.66 (10^{b_5}) en 0.44 s. El coeficiente b_6 correspondiente a suelo firme sufre también un incremento pero mucho menor, llegando a un máximo de 1.9 (10^{b_6}) en 0.44 s. Sin embargo, a partir de este periodo existe un factor de 2 entre b_5 y b_6 .

La figura 4.17b muestra los factores de amplificación obtenidos por Zhao et al. (2006b) para Japón con base en los promedios H/V. Es de destacar que se observan comportamientos semejantes para ambas zonas, si se compara con la correspondiente a América Central (figura 4.17a) en cuanto a las formas de las curvas, pero no así al valor de los coeficientes que son mayores para la zona de estudio.

El grado de meteorización de los suelos en América Central es esperable que sea mayor al de Japón, por agentes como el clima. Además, geológicamente hablando, Japón es más antiguo que América Central, por lo que es de suponer una mayor presencia de roca aflorante o bien, materiales más consolidados. Por otro lado, se están comparando factores de amplificación obtenidos por métodos distintos. Sin embargo, para el rango de máxima amplificación (correspondiente a un periodo cercano a 0.5 s), la razón entre los factores de amplificación entre suelo blando y firme es cercana a 2, semejante tanto para América Central como para Japón; o sea, la diferencia relativa entre ellos es la misma para ambas regiones en la zona de periodos de máxima amplificación.

El hecho de que la máxima amplificación obtenida en este estudio sea mayor que la propuesta para Japón, puede estar relacionado también a que aquí fueron agrupados los tipos de suelo S III y S IV como una sola categoría denominada “suelo blando”, mientras que en los gráficos correspondientes a Japón se observa que la amplificación máxima para suelo S IV es mayor que para S III.

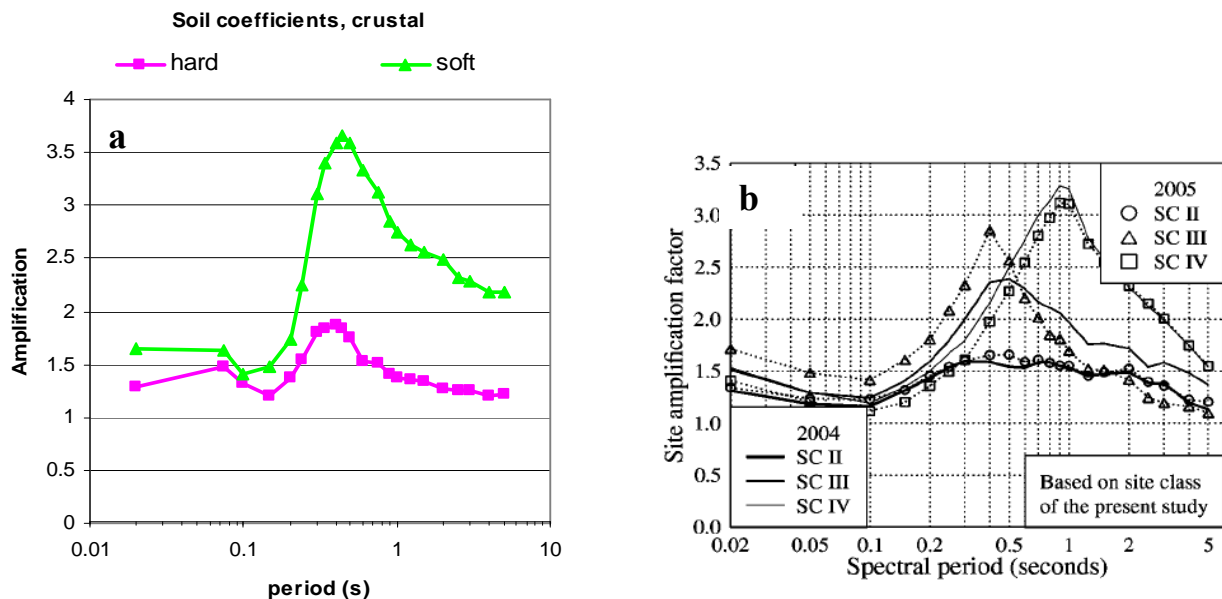


Figura 4.17. Comparación de los coeficientes de suelo b_5 y b_6 obtenidos en este estudio (a) y los estimados para Japón según Zhao et al. (2006b) obtenidos con base en los promedios de H/V (b).

La figura 4.18 compara los espectros obtenidos en este estudio para $M_w = 6$ y distancia hipocentral de 50 km para las tres condiciones de suelo: S I, S II y S III. Debido a que en casos como Dahle et al. (1995) y Schmidt et al. (1997) se reportan valores de PGA y PSA máximos, se siguió el procedimiento propuesto por Beyer & Bommer (2006) para transformar esos valores a GM PGA y GM PSA, respectivamente.

En la figura correspondiente a roca (4.18a), es evidente que las ordenadas obtenidas con el presente estudio son inferiores a las obtenidas por otros autores en casi todo el rango de periodos, excepto de 0.1 a 0.15 s, donde son muy semejantes a las propuestas por Dahle et al. (1995) y por Schmidt et al. (1997). Debe recordarse que los registros obtenidos en condición de roca son escasos en el presente estudio.

Los espectros se acercan un poco más para condición de suelo firme (4.18b), pero siempre los obtenidos en el presente estudio son inferiores. No se comparó con Dahle et al. (1995) debido a que esta condición de suelo no fue considerada explícitamente para su estudio.

La figura 4.18c muestra la comparación de los espectros para suelo blando (S III) y se observa una semejanza considerable entre las ordenadas espectrales desde 0.1 a 10 s de periodo. Esta semejanza de GM PSA está asociada a los altos factores de amplificación obtenidos en el presente estudio para la condición de suelo S III en ese rango de periodos, tal y como se discutió anteriormente.

Finalmente, en la figura 4.19 puede apreciarse la comparación de los espectros obtenidos a partir de las ecuaciones de atenuación planteadas para sismos de origen cortical con los espectros de diseño propuestos por el Código Sísmico de Costa Rica (CFIA, 2002) para 500 años de periodo de retorno, cuyas ordenadas espectrales fueron transformadas de aceleración pico efectiva a PGA según Laporte (2006).

En la figura 4.19a se observa que el espectro propuesto por la norma citada cubre todas las ordenadas espectrales obtenidas para un sismo de origen cortical de magnitud $M_w = 7$ y una distancia hipocentral (D) de 10 km, para emplazamientos de roca en San José, Costa Rica, por lo que puede afirmarse que sismos de magnitudes y distancias hipocentrales inferiores también estarán cubiertos por dicha norma.

Por medio de la figura 4.19b se compara el espectro propuesto para Costa Rica por la norma para condición de suelo firme en San José, con el correspondiente a un sismo cortical de las mismas características que el anterior ($M_w=7$ y $D=10$ km). En este caso se observa una gran similitud entre ambos hasta un periodo de 1 s, a partir del cual la norma se vuelve conservadora debido a que el decaimiento observado en el espectro obtenido con las ecuaciones propuestas es más fuerte.

La figura 4.19c compara el espectro de la norma de Costa Rica para condición de suelo blando con dos espectros obtenidos con las ecuaciones de atenuación propuestas, que nuevamente muestran un decaimiento más fuerte respecto al espectro del código. Se puede concluir entonces que para este caso, el espectro propuesto por la norma se ubica entre dos posibles sismos: uno de $M_w=7.0$ y $D=10$ km por encima y otro de $M_w=7.0$ y $D=50$ km que queda por debajo de la norma, ambos de origen cortical y estimados para suelo blando.

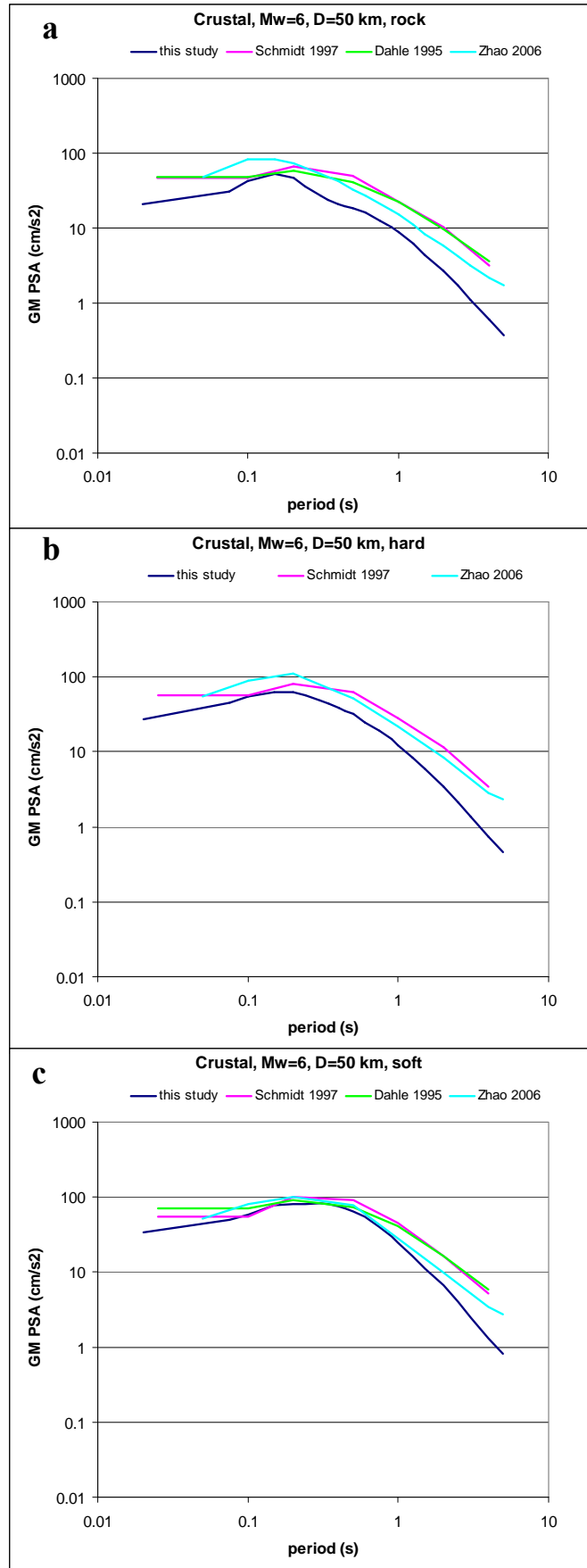


Figura 4.18. Comparación entre los espectros estimados según distintos modelos. a) para roca (SI), b) para suelo firme (S II) y c) para suelo blando (S III), con las propuestas por los autores: Dahle et al. (1995); Schmidt et al. (1997) y Zhao et al. (2006a).

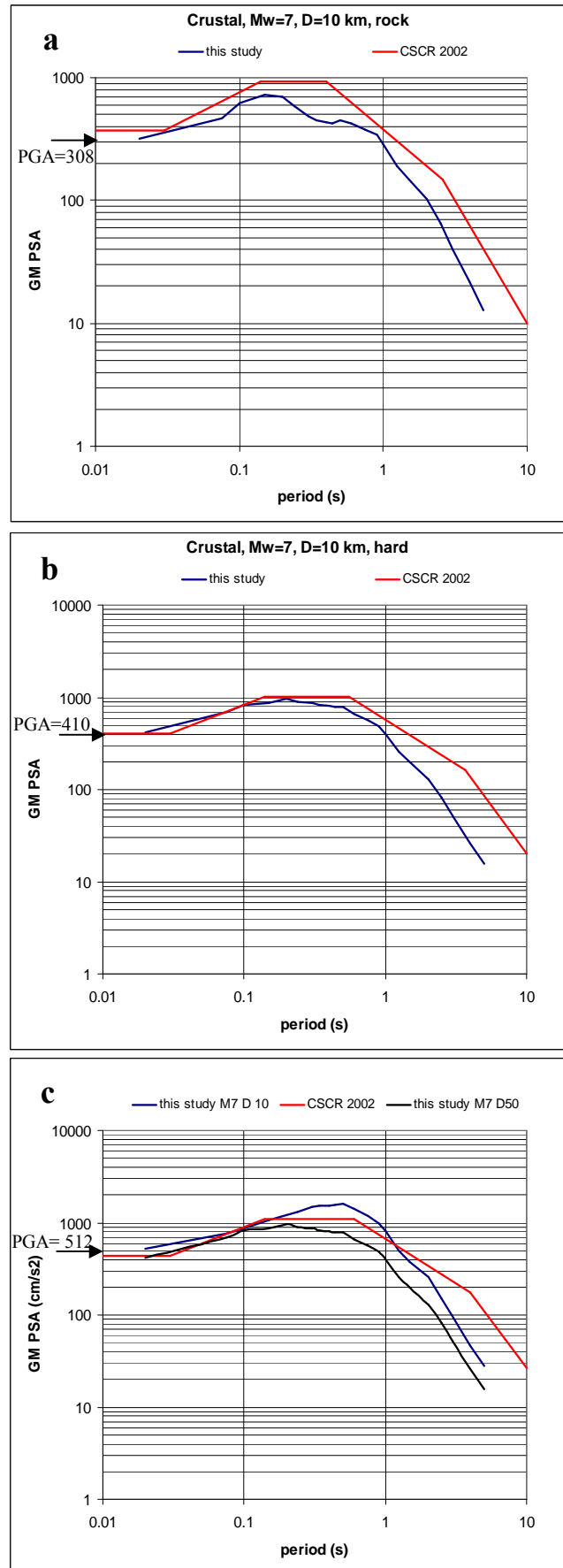


Figura 4.19. Comparación de los espectros obtenidos a partir de las ecuaciones de atenuación con el Código Sísmico de Costa Rica (CSCR, 2002), para a) roca, b) suelo firme y c) suelo blando.

4.3 Ecuaciones de atenuación para eventos por subducción

En este apartado se plantean las ecuaciones predictivas del movimiento del suelo para sismos por subducción en Costa Rica, en términos de la media geométrica de la aceleración pico (GM PGA) y de la media geométrica de la pseudo aceleración espectral (GM PSA) para el 5% de amortiguamiento y para 23 frecuencias.

En primer lugar, se examina la distribución de M_w vs. la distancia hipocentral para revisar la completitud de los datos. Se proponen modelos usando distintas combinaciones de tipos de ecuaciones y métodos de regresión y se selecciona la combinación más conveniente para los datos existentes.

Se obtienen las ecuaciones tanto para GM PGA como para todas las GM PSA consideradas y se comparan con los datos originales por medio de gráficos. Se calculan los residuos y finalmente, se comparan con las obtenidas en este estudio para sismos corticales y con las obtenidas por otros autores para sismos de subducción.

4.3.1 Consideraciones preliminares sobre los datos utilizados

Para el caso de eventos generados por procesos de subducción, se decidió trabajar únicamente con sismos ocurridos en Costa Rica debido a que son los que se tienen mejor identificados y más claramente separados respecto a los de fallamiento local, además de que con este grupo de datos fue con los que se obtuvieron resultados más estables y congruentes al estimar los modelos para todo el rango de periodos seleccionados.

Semejante a lo descrito en el apartado 4.2.1, para la selección de los datos se aplicaron una serie de filtros que se resumen a continuación y que ya fueron detallados en capítulos previos:

- Magnitudes M_w superiores a 4.0 y distancias hipocentrales inferiores a 200 km.
- En caso de que el sismo no haya sido previamente clasificado, se consideró dentro de la categoría de subducción todos aquellos cuya profundidad fuera mayor o igual a 25 km.
- Eliminación de la mayor parte de los registros analógicos y de formas de onda incompletas o incorrectas, con una apariencia visual inaceptable o bien, con STA/LTA menor a 3 o superior a 5.
- En el caso de Costa Rica, se usaron casi todas las estaciones de este país ya que la gran mayoría de ellas cumple con los criterios de calificación A, B o C.

De acuerdo con la tabla 4.4, 96 eventos de subducción generaron 267 registros acelerográficos, de los cuales solo un 12% corresponden a suelos tipo S I, un 37.8% a S II y un 50.2% a S III y S IV. Una vez más, se observa la poca cantidad de registros provenientes de emplazamientos en roca.

De acuerdo con las magnitudes M_w , un 58% de los datos tiene valores entre 4 y 4.9, un 24.3% entre 5 y 5.9 y solamente un 17.7% tiene magnitudes superiores a 6.0.

Tabla 4.4. Distribución de los datos de eventos por subducción provenientes de Costa Rica, de acuerdo al número de eventos, número de registros, tipo de suelo y rangos de magnitudes.

Número de eventos	96		
Número de registros	267		
Según tipo de suelo	S I: 32 (12%)	S II: 101 (37.8%)	S III y S IV: 134 (50.2%)
Según rango de magnitudes	4 a 4.9: 155 (58%)	5 a 5.9: 65 (24.3%)	6 o más: 47 (17.7%)

Respecto a la distribución gráfica de los datos, las figuras 4.20 y 4.21 muestran las magnitudes en función de las distancias hipocentrales y se observan los puntos distribuidos en forma más o menos homogénea, con algunas zonas descubiertas, sobretodo para magnitudes alrededor de 6 y distancias intermedias, así como para $M_w = 7$ y distancias hipocentrales cortas, entre 25 y 70 km. Cabe mencionar que la distribución de datos no es tan densa como en el caso de sismos por fallamiento local, analizados en la sección anterior.

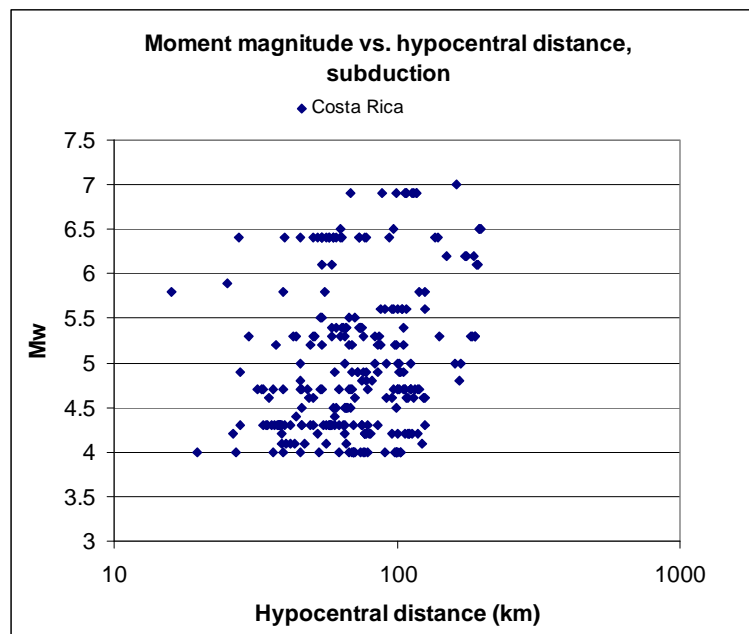


Figura 4.20. Distribución de M_w vs. distancia hipocentral para sismos generados por subducción, Costa Rica.

Si se agrupan los datos según el tipo de suelo (figura 4.21) se observan distribuciones poco uniformes para roca en todo el rango de magnitudes y más o menos uniformes para suelos firme y roca, para magnitudes entre 5.5 y 6.5. Entre 4 y 5.5, los datos se distribuyen en forma más uniforme para suelos firme y blando.

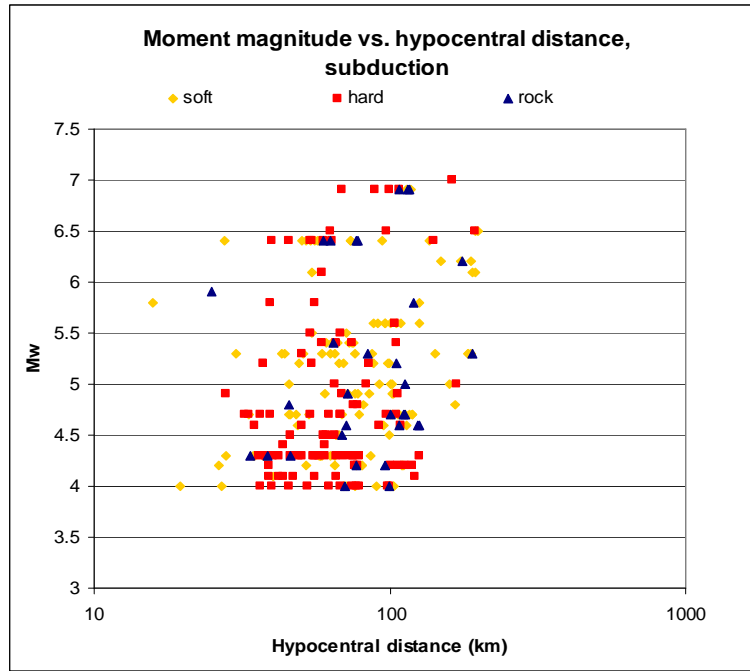


Figura 4.21. Distribución de M_w vs. distancia hipocentral para sismos generados por subducción según el tipo de suelo, datos para Costa Rica.

Las GM PGA se distribuyen respecto a la distancia hipocentral tal y como lo muestran las figuras 4.22 y 4.23. Según el tipo de suelo, se observan datos distribuidos casi uniformemente en todo el rango de distancias y magnitudes, siendo más escasos para S I.

Si se considera la distribución de los datos respecto a los tres rangos de magnitudes (figura 4.23), se evidencia la separación de los datos de acuerdo con ellos y la forma en que cada rango se atenúa con la distancia (colores azul, rojo y amarillo en la misma figura).

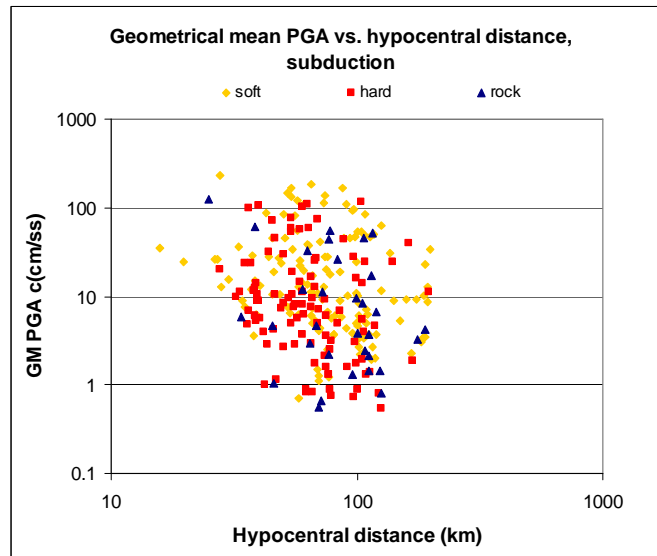


Figura 4.22. Distribución de GM PGA vs. distancia hipocentral, datos por subducción separados según tipo de suelo, Costa Rica.

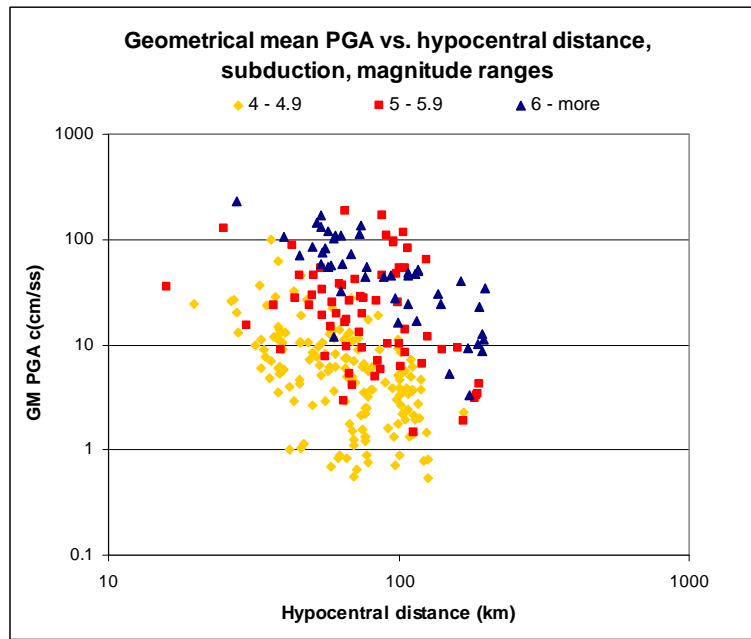


Figura 4.23. Distribución de GM PGA vs. distancia hipocentral, datos por subducción separados según rangos de magnitudes, Costa Rica.

4.3.2 Ecuaciones propuestas para GM PGA

Para la selección de los modelos por subducción fueron considerados cinco casos que se indican en la tabla 4.5. Son identificados con dos cifras:

La primera cifra se refiere al tipo de ecuación, que según los términos de la ecuación 2.2 tiene la siguiente forma:

2 equivale a:

$$\log Y = b_1 + b_2 * M + b_3 * \log(\sqrt{D^2 + b_4^2}) + S * b_5 + H * b_6 \quad \text{Ecuación 4.3}$$

Y es la GM PGA o GM PSA en cm/s^2 , \log corresponde al logaritmo base 10, b_1 a b_6 son los coeficientes a ser obtenidos por medio de la regresión, no es considerado el término que se refiere a la atenuación inelástica. Los dos últimos términos corresponden a la condición del suelo en el sitio de registro; en caso de que sea roca (SI), $S=H=0$, si el suelo es firme (SII), $S=0$ y $H=1$ y para suelo blando (SIII y S IV) $S=1$ y $H=0$.

3 equivale a:

$$\log Y = b_1 + b_2 * M + b_3 * M^2 + b_4 * \log(\sqrt{D^2 + b_6^2}) + b_5 * (\sqrt{d^2 + b_6^2}) + S * b_7 + H * b_8 \quad \text{Ec. 4.4}$$

Aquí, los coeficientes a obtener son b_1 a b_8 y se considera el término correspondiente a la atenuación inelástica (antepenúltimo término en la ecuación). Los coeficientes b_7 y b_8 tienen el mismo significado que b_5 y b_6 en la ecuación anterior.

13 equivale a:

$$\log Y = b_1 + b_2 * M + b_3 * \log(\sqrt{D^2 + 5^2}) + S * b_4 + H * b_5 \quad \text{Ecuación 4.5}$$

Este caso es una versión simplificada del tipo de ecuación 2, el coeficiente correspondiente a la profundidad ficticia b_4 se fija a 5 km debido a que en muchos casos los métodos de inversión son incapaces de resolverlo, como sucedió aquí para algunos periodos.

La segunda cifra que define cada caso corresponde al método de regresión utilizado:

1 corresponde a la regresión ordinaria de un paso (mínimos cuadrados)

2 corresponde a la regresión ordinaria de dos pasos (Joyner & Boore, 1981)

Si se observa la tabla 4.5, las menores desviaciones estándar corresponden a los casos 3, 4 y 5. Sin embargo, los modelos 2, 4 y 5 son los graficados en las figuras 4.24, 4.25a y 4.25b para roca y magnitudes $M_w = 6, 5$ y 7 , respectivamente.

En esta misma tabla, se observa que b_1 es resuelto en forma distinta por los cinco casos considerados, tal y como sucedió para sismos corticales.

El coeficiente que representa la escala de magnitud (b_2) es también variable en un rango de 0.39 a 1.0, por lo que los casos considerados resolvieron este término con valores mayores que para sismos de origen cortical, cuyo rango de valores fue entre 0.18 y 0.65.

b_3 es considerado en los casos 1 y 3 y al igual que para sismos por fallamiento local, su valor resultó ser entorno a cero.

Respecto al coeficiente que representa la atenuación elástica, este adquiere valores más variables y más altos que en el caso de sismos corticales, variando entre -2.85 y -0.88. El hecho de que la mayoría de los casos hayan estimado este coeficiente como superior a 1.0, hace pensar que el tipo de propagación de las ondas tiende a ser cilíndrico ya que tiende a 2.0, sobre todo al considerar los casos 4 y 5.

Los coeficientes que representan la amplificación que sufre el suelo firme respecto a la roca son semejantes para todos los casos, alrededor de 1.29 ($10^{0.11}$), lo que corresponde a un 29% de amplificación respecto a la roca y son semejantes a los obtenidos con sismos corticales. Sin embargo, los correspondientes a suelo blando con los casos 3, 4 y 5 son bastante mayores: un 2.29 ($10^{0.36}$) que representa un 129% de amplificación respecto a la roca.

A pesar de la poca cantidad de datos disponibles para emplazamientos de roca, en las figuras 4.24 y 4.25 puede observarse que los casos 4 y 5 tienen tendencias semejantes a partir de los 25 km, aproximadamente.

Debe tenerse en cuenta que la inversión se realizó en forma simultánea para los tres tipos de suelo considerados (para todo el conjunto de datos seleccionados) y no suponerse que las regresiones fueron hechas para subconjuntos de muy pocos datos, como sucede con los registros disponibles para roca.

Dado que la única diferencia entre estos casos es que en el 5, la profundidad ficticia es fijada a 5 km y que en el caso 4 este no fue posible estimarlo para varios periodos estudiados (inestabilidades del modelo), se decidió seleccionar el 5 como el modelo más apropiado para los datos de subducción. Otros tipos de ecuaciones resultaron ser muy complejas y de imposible solución con los datos disponibles.

Tabla 4.5 Casos considerados para seleccionar los modelos por subducción. Se muestran los coeficientes obtenidos a partir de las regresiones y las desviaciones estándar (SD) correspondientes. En celeste se muestra el caso seleccionado.

Caso 1: 3 2								
b1	b2	b3	b4	b5	b6	b7	b8	SD
3.23497	0.63887	-0.02439	-2.85607	0.00744	38.28745	0.14435	-0.02726	0.413
Caso 2: 2 2								
b1	b2	b3	b4	b5	b6			SD
0.67366	0.38804	-0.88246	12.35314	0.14972	-0.01721			0.418
Caso 3: 3 1								
b1	b2	b3	b4	b5	b6	b7	b8	SD
-1.19277	1.02348	-0.04511	-0.96722	-0.00233	13.53483	0.35693	0.1152	0.351
Caso 4: 2 1								
b1	b2	b3	b4	b5	b6			SD
1.0597	0.54079	-1.57902	26.73778	0.36179	0.10591			0.352
Caso 5: 13 1								
b1	b2	b3	b4	b5				SD
0.49807	0.5371	-1.30061	0.35955	0.11626				0.352

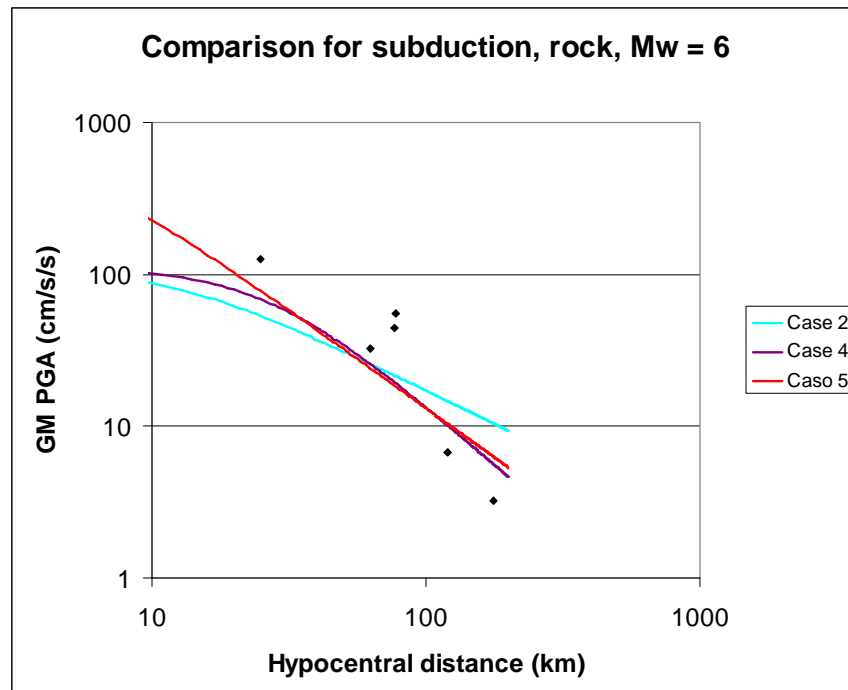


Figura 4.24. Comparación entre los casos 2, 4 y 5 para sismos por subducción, suelo S I y Mw = 6. En puntos negros se representan las observaciones para esa magnitud y tipo de suelo.

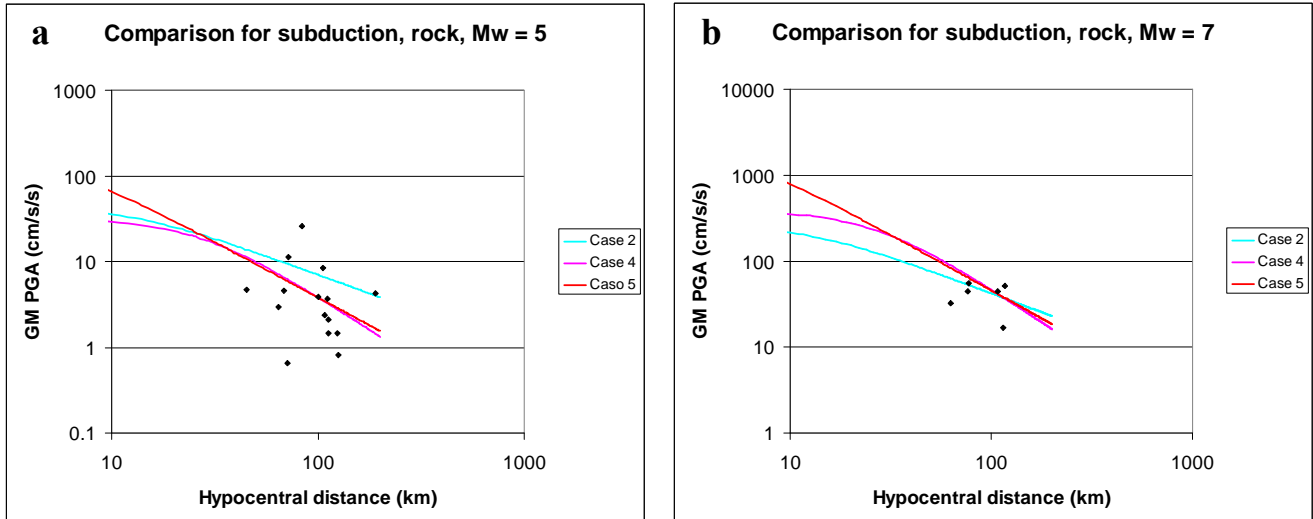


Figura 4.25. Comparación entre los casos 2, 4 y 5 para sismos por subducción, suelo S I y $M_w = 5$ (a) y $M_w = 7$ (b). En puntos negros las observaciones para cada magnitud y tipo de suelo.

Los modelos obtenidos con el caso 5 para distintas condiciones de suelo y GM PGA en función de la distancia hipocentral son mostrados en las figuras 4.26a, b, c y d, donde los puntos negros corresponden a las observaciones ajustadas a las condiciones de suelo S I, S II y S III, respectivamente. Se dibujan además las curvas referentes a ± 1 SD y se observa un adecuado ajuste visual de los datos dentro de estos rangos. Prácticamente no aparecen observaciones a distancias inferiores a los 25 km como era de esperarse, debido a la restricción impuesta a los datos por subducción.

La figura 4.26d muestra las curvas obtenidas para los tipos de suelo S I, S II y S III en un mismo gráfico y se evidencia una mayor amplificación relativa de S III a S II que de S II a S I, lo que proviene de los coeficientes b_4 y b_5 determinados por el modelo seleccionado según el caso 5 de la tabla 4.5.

Los residuos son mostrados en las figuras 4.27a en función de la distancia hipocentral y 4.27b en función de la magnitud. Se observa en ambos casos que los residuos se ubican entre -1 t $+1$, por lo que resultan ser inferiores y más cercanos a cero, respecto a los obtenidos para eventos por fallamiento local.

Respecto a la magnitud, los residuos decrecen en función de esta y en ambos casos (distancia hipocentral y magnitud), la línea de residuo igual a cero coincide con la línea de tendencia, por lo que no hay un sesgo o inclinación de la misma.

Si se comparan las relaciones de atenuación obtenidas en el estudio para subducción con las de sismos por fallamiento local (figura 4.28), se observa que las GM PGA para subducción son mayores, aún en el rango de validez de estos que es a partir de los 25 km. La amplificación relativa entre S III y S II también es mayor para el caso de subducción que para fallamiento local ya que en este último, las amplificaciones relativas de S III a S II y de S II a S I son muy semejantes. Por otro lado, el decaimiento mostrado por las curvas para modelos por subducción es mayor.

Al comparar las ecuaciones predictivas del movimiento del suelo propuestas por distintos autores (figura 4.29), se observa que la propuesta en este estudio es conservadora ya que predice bajos valores a distancias hipocentrales cercanas a 25 km (línea vertical azul punteada en la misma figura), y se acerca a un promedio de las distintas propuestas a distancias mayores, cercanas al límite de 200 km. Lo anterior significa que el modelo propuesto tiene un decaimiento menor con la distancia que el resto de los modelos considerados, a excepción de los propuestos por Dahle et al. (1995) y Schmidt et al. (1997), que muestran un decaimiento aún menor y que por tanto, predicen mayores valores de GM PGA a distancias largas.

Esta comparación es importante ya que Schmidt et al. (1997) también obtuvieron ecuaciones de atenuación para sismos por subducción a partir de datos de Costa Rica, pero tal y como se dijo antes, los resultados no corresponden al mismo grupo de datos ya que en 1997 predominaron los provenientes de instrumentos analógicos y los métodos de regresión utilizados se basan en principios distintos.

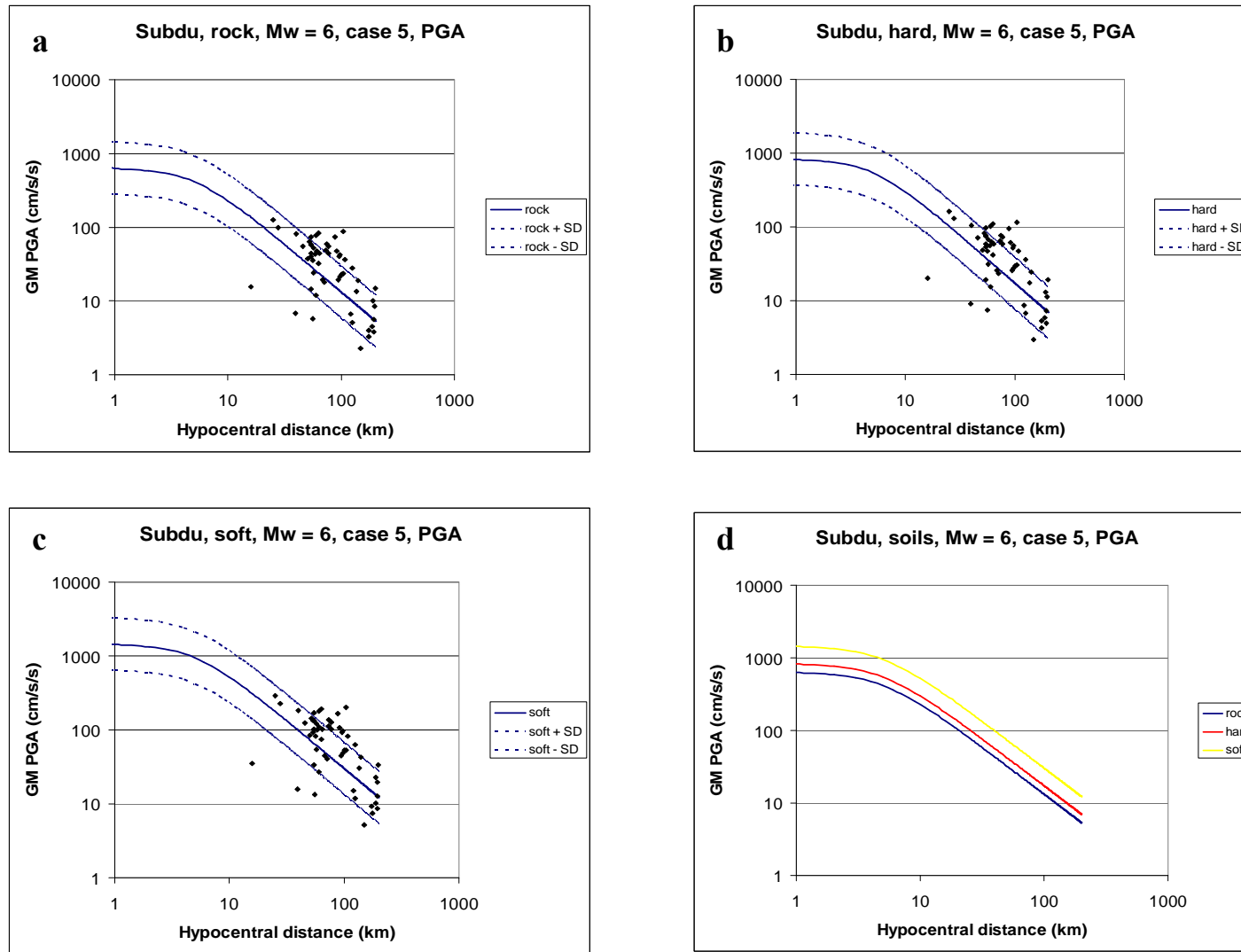


Figura 4.26. Relaciones de atenuación obtenidas a partir de sismos por subducción registrados en Costa Rica, para $M_w = 6$ y caso 5. a) para suelo S I, b) para suelo S II y c) para suelo S III. Las observaciones (puntos negros) se han ajustado a la respectiva condición de suelo. La figura d) compara las curvas obtenidas para los tres tipos de suelo considerados.

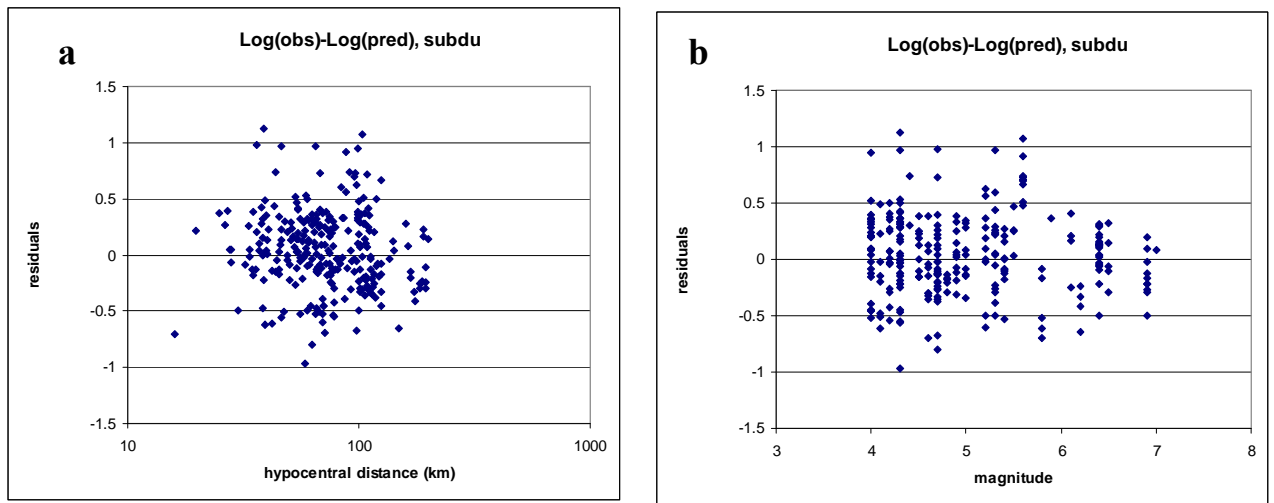


Figura 4.27. Residuos para eventos por subducción en función de la distancia hipocentral (a) y la magnitud (b).

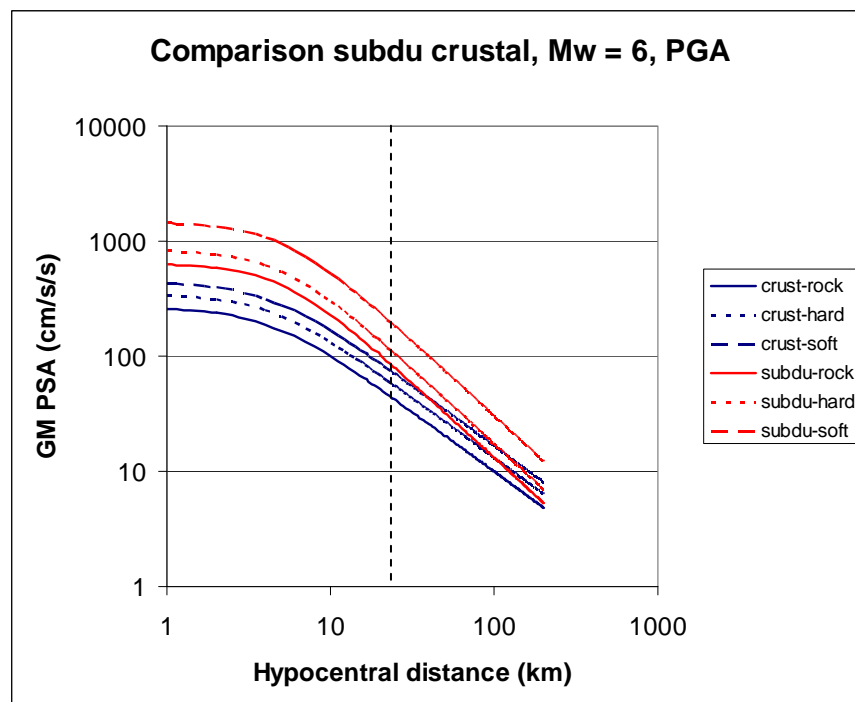


Figura 4.28. Comparación entre las relaciones de atenuación para sismos de fallamiento local y subducción obtenidas en el presente estudio, para las distintas condiciones de suelo consideradas. La línea vertical muestra el inicio del rango de validez para las relaciones de sismos por subducción (25 km).

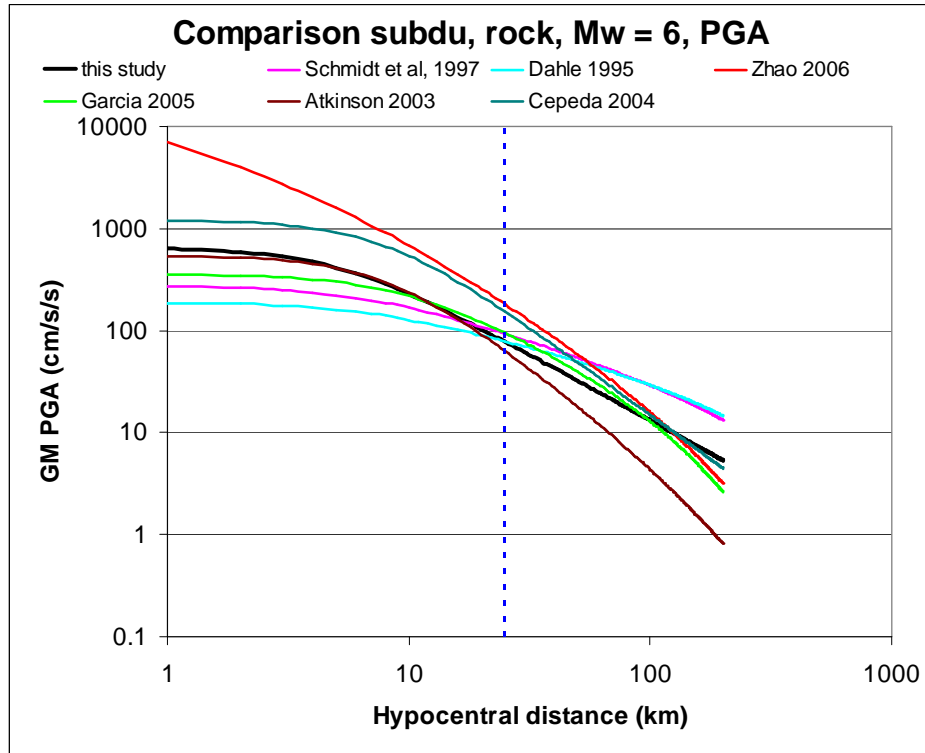


Figura 4.29. Comparación entre las relaciones de atenuación obtenidas por distintos autores, para eventos por subducción para $M_w = 6$ y GM PGA. La línea vertical de puntos indica el inicio de la zona de validez para el modelo propuesto en este estudio, que corresponde a 25 km.

4.3.3 Ecuaciones propuestas para GM PSA

Para las regresiones referentes a la media geométrica entre las dos pseudos aceleraciones espectrales horizontales (GM PSA), fueron considerados 23 periodos comprendidos entre 0.02 s y 5 s.

Primero, se muestran los resultados obtenidos para 1 Hz (1s de periodo) y más adelante, los espectros correspondientes a todo el rango de periodos mencionados, así como las comparaciones con resultados obtenidos por autores de otras regiones del mundo.

Las ecuaciones predictivas estimadas para roca, $M_w = 6$, así como los valores observados a partir de los cuales se obtuvieron las regresiones se muestran en la figura 4.30a. Nótese que en este caso, a diferencia del PGA, varios puntos negros (observaciones) se salen del rango definido por ± 1 SD. En la figura 4.30b se puede notar la gran amplificación que se obtiene en el tipo de suelo S III y esto es debido al coeficiente $b_4 = 0.592$, que es muy superior al valor de $b_5 = 0.119$, que corresponde al suelo tipo S II, ambos casos respecto a la roca (ver tabla 4.6, para 1s).

Respecto a los residuos de GM PSA para 1 Hz, se observan valores mayores que los obtenidos para GM PGA. En el caso actual, algunos valores superan +1 y -1 de residuo pero la mayoría se concentra dentro de ese rango (figura 4.31a). En la figura 4.31b,

donde se muestran los residuos en función de la magnitud, se observan valores altos para $M_w = 5.6$, debido a que las observaciones superan a las estimaciones en buena medida. Si se analizan ambos gráficos, la línea promedio coincide con la del residuo igual a cero, por lo que no se evidencia un sesgo respecto al incremento de la distancia hipocentral o a la magnitud.

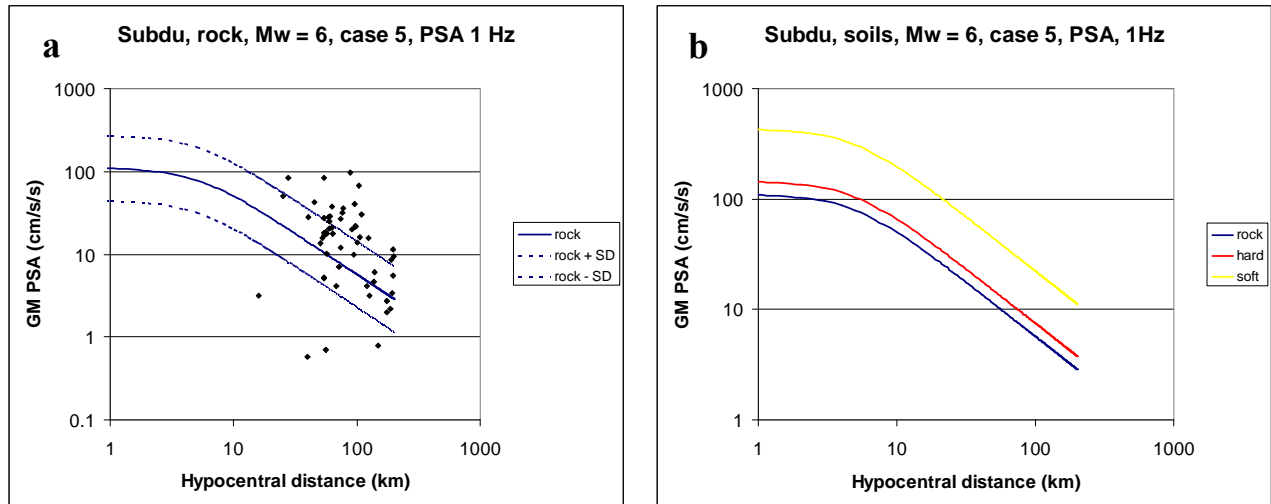


Figura 4.30. Resultados obtenidos con los datos de Costa Rica, subducción. La figura a) muestra las observaciones (puntos negros) transformadas a roca y los rangos que definen ± 1 SD. La figura b) muestra las curvas obtenidas para los distintos tipos de suelo.

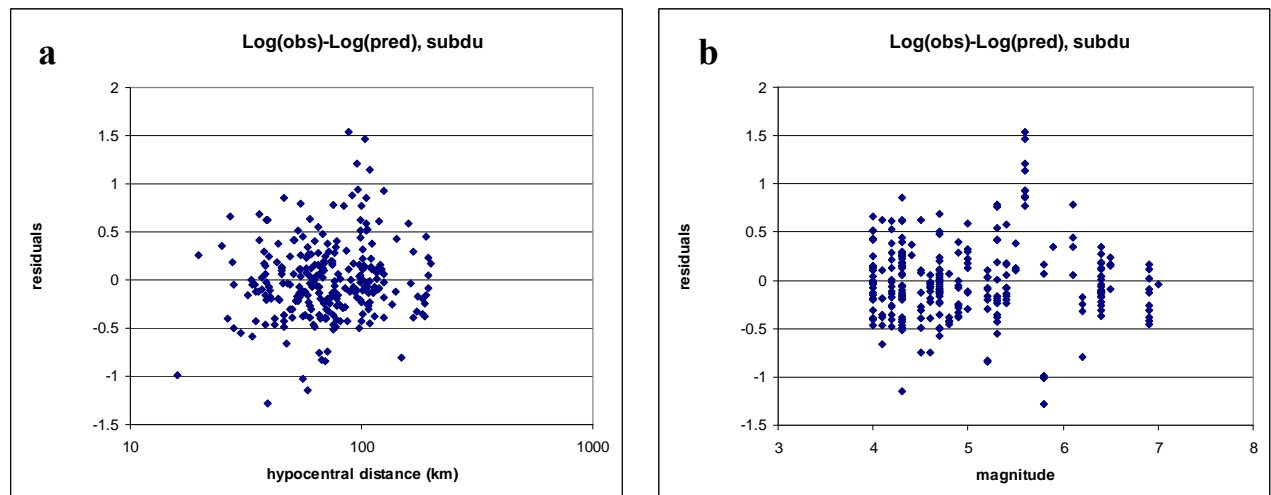


Figura 4.31. Residuos obtenidos a partir de las ecuaciones de atenuación para Costa Rica, subducción en función de la distancia hipocentral (a) y en función de la magnitud (b).

Si se comparan las ecuaciones obtenidas de GM PSA a 1 Hz para datos de sismos de fallamiento local con las de subducción (figura 4.32), se observa que para estas últimas las ordenadas espectrales son mayores, sobretodo el efecto de amplificación por presencia de suelo S III es bastante mayor que para sismos de América Central por sismos corticales. El decaimiento de las curvas basadas en ambos modelos es parecido, ya que resultan ser bastante paralelas.

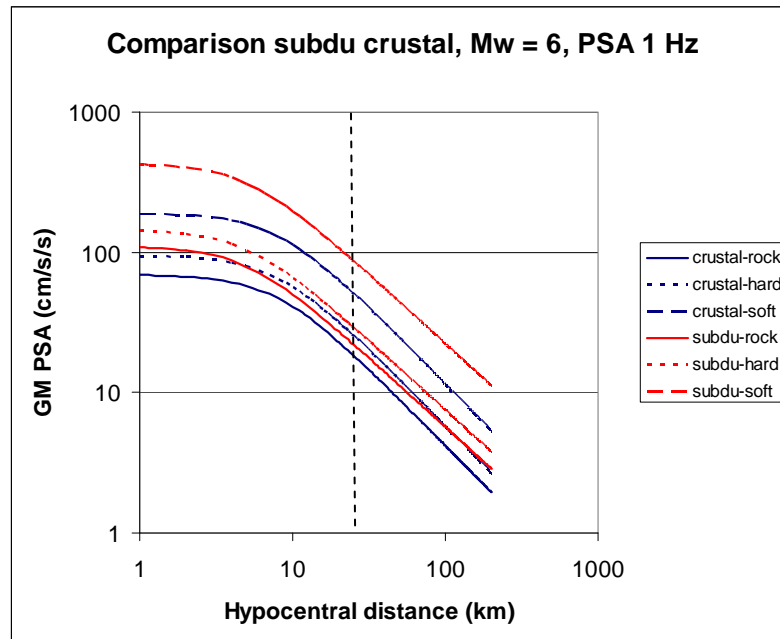


Figura 4.32. Comparación entre modelos de sismos por subducción (líneas rojas) y de fallamiento local (líneas azules) según el tipo de suelo, para Mw = 6 y 1 Hz de PSA.

Al comparar las ecuaciones aquí propuestas con las de otros autores, sobretodo a partir del rango de validez de los datos del presente estudio (25 km para subducción, definido por la línea vertical punteada en la figura 4.33), se nota que los resultados para Costa Rica se asemejan mucho a los obtenidos por García et al. (2005) para registros en roca de sismos por subducción en México. Ambos casos predicen valores de GM PSA inferiores a casi todo el resto de los modelos considerados, aún cuando los demás decaen más fuertemente con la distancia (Atkinson & Boore, 2003; Zhao et al., 2006a).

Hay una clara diferencia con los modelos propuestos tanto por Dahle et al. (1995) como por Schmidt et al. (1997), ya que estos predicen valores mayores en todo el rango de periodos y tienen un decaimiento menor con la distancia.

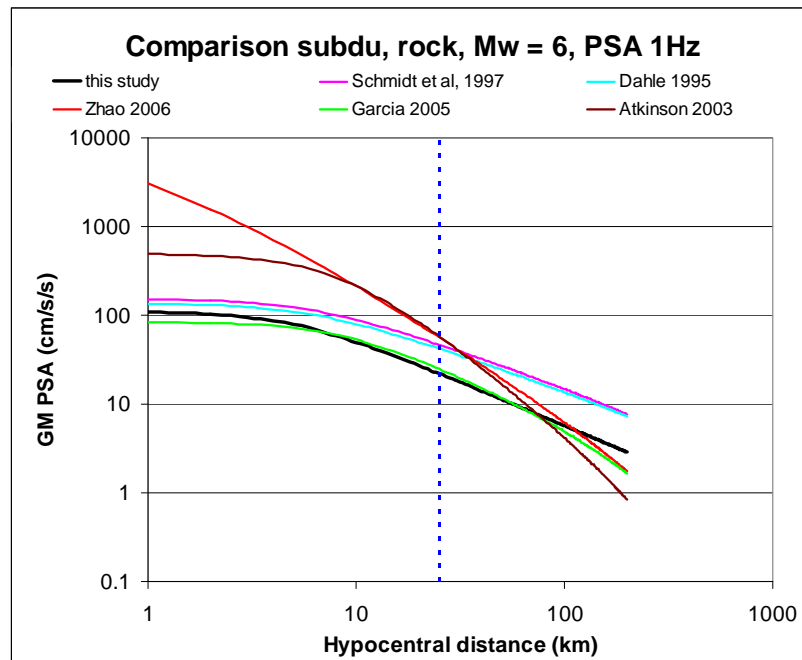


Figura 4.33. Comparación de los resultados obtenidos en este estudio con los propuestos por otros autores, para 1 Hz GM PSA, para suelo S I y $M_w = 6$.

La figura 4.34 muestra 9 gráficos que representan los espectros de respuesta obtenidos con los datos de sismos de subducción considerados en este estudio, para distintas distancias hipocentrales de 25 km, 50 km y 100 km y valores de magnitud M_w de 5, 6 y 7.

En todos estos casos es evidente la significativa amplificación que muestra el tipo de suelo blando S III en todo el rango de periodos, pero es sobretodo entre 0.24 y 1.5 s donde este efecto es más notorio. Esto se acentúa para magnitudes altas, donde los espectros para roca resultan ser más planos y por lo tanto, los factores de amplificación producen un efecto más dramático (ver última fila de gráficos de la figura 4.34).

Los espectros correspondientes a magnitudes bajas (M_w igual a 5) tienen un pico más definido alrededor de 0.15 s, lo que es de esperarse ya que corresponden a sismos con un contenido frecuencial menor que sismos más grandes.

Es de resaltar que el suelo S II amplifica relativamente poco respecto a la roca en todo el rango de periodos, independientemente de la distancia hipocentral o la magnitud, ya que las curvas que corresponden a los tipos de suelo S I y a S II son bastante paralelas.

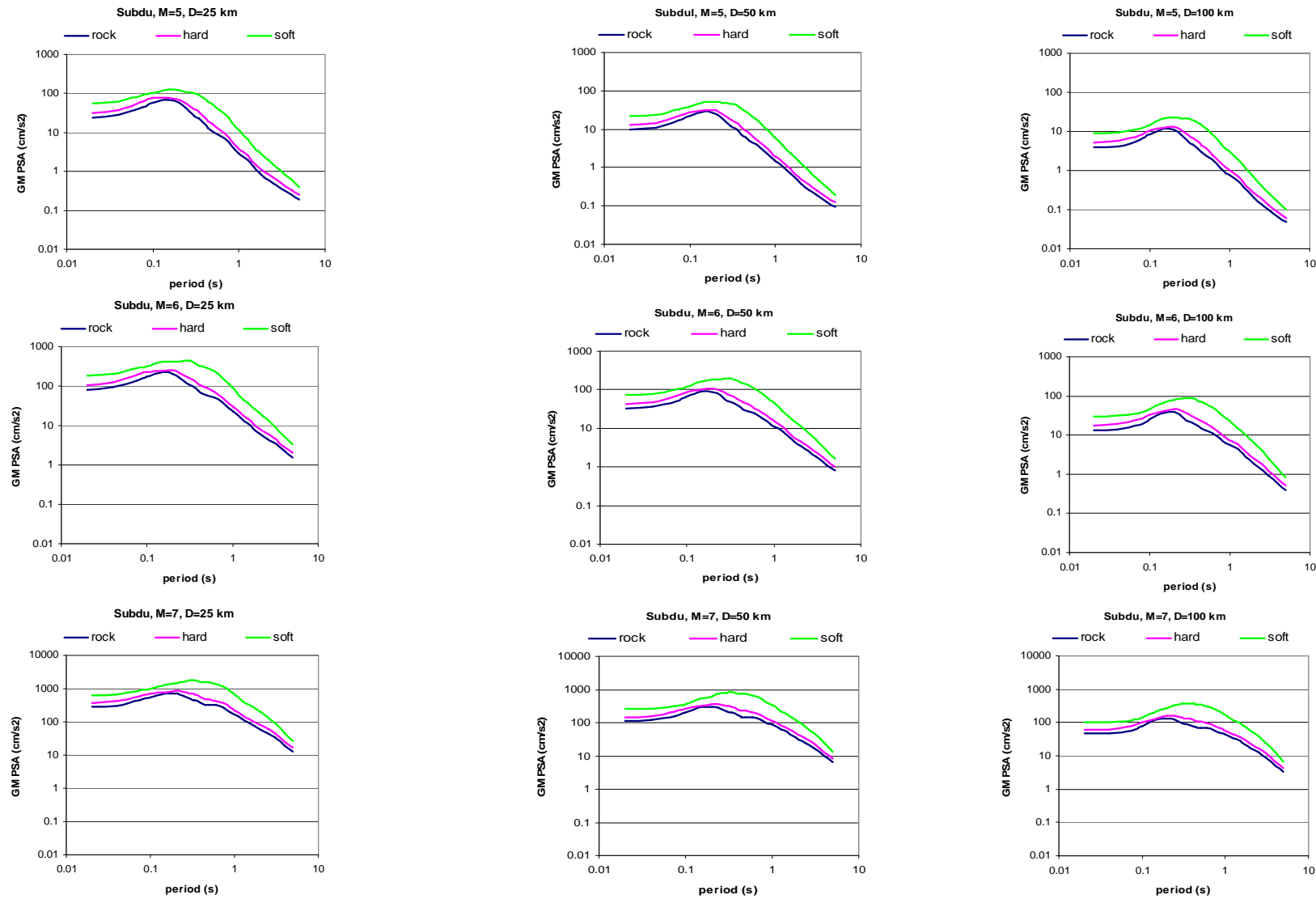


Figura 4.34. Espectros obtenidos a partir de las regresiones para tres distancias hipocentrales: 25 (col. 1), 50 (col. 2) y 100 km (col. 3) y para tres magnitudes: $M_w = 5$ (fila 1), $M_w = 6$ (fila 2) y $M_w = 7$ (fila 3), para los tres tipos de suelo considerados. Sismos por subducción, Costa Rica.

La tabla 4.6 muestra los coeficientes y las desviaciones estándar correspondientes a cada periodo seleccionado. Estos son representados gráficamente en las figuras 4.35a, b, c y d.

Se observa como b_1 , que se relaciona con la fuente generadora del sismo, predominantemente decae con el aumento del periodo, sobretodo entre 0.1 s y 2.5 s, de un valor de +1.29 a -4 (figura 4.35a). Sin embargo, muestra un comportamiento esperado y semejante al de sismos corticales, siendo mayores los obtenidos con sismos por subducción.

Por el contrario b_2 (coeficiente de escala de magnitud, figura 4.35b) aumenta con el periodo, de 0.48 en 0.1 s a 0.979 en 3 s. Este coeficiente se comporta en forma bastante semejante al b_2 para sismos corticales de América Central y es coherente con el hecho de que la magnitud tiene mayor influencia para periodos largos.

El coeficiente b_3 , que representa la expansión geométrica o atenuación en función de la distancia, tiene una variación mayor y valores algo superiores que para sismos de fallamiento local, incrementándose en este caso de -1.4 en 0.1 s a -0.9 en 1.25 s, para luego sufrir un descenso hasta llegar a un valor de -1 (figura 4.35c).

Por otro lado, la desviación estándar SD tiene un ligero incremento gradual con el aumento del periodo, desde 0.35 en 0.02 s hasta 0.41 en 1.5 s. Estos valores son algo inferiores a los obtenidos con sismos por fallamiento local para América Central, pero su tendencia al incremento es similar (figura 4.35d), lo que tal y como se dijo, puede estar asociado al procesamiento de los registros.

Tabla 4.6. Coeficientes y desviaciones estándar para 23 periodos seleccionados. Sismos de subducción en Costa Rica.

Period	frec	b1	b2	b3	b4	b5	SD
0.02	50.00	0.525	0.536	-1.308	0.358	0.119	0.353
0.04	25.00	0.732	0.524	-1.365	0.345	0.127	0.352
0.075	13.33	1.227	0.496	-1.465	0.299	0.134	0.355
0.1	10.00	1.292	0.486	-1.403	0.252	0.115	0.349
0.15	6.67	1.137	0.505	-1.294	0.253	0.034	0.368
0.2	5.00	0.75	0.544	-1.215	0.311	0.079	0.362
0.24	4.17	0.34	0.585	-1.168	0.411	0.122	0.368
0.303	3.30	-0.081	0.623	-1.146	0.58	0.168	0.361
0.34	2.94	-0.291	0.648	-1.144	0.622	0.173	0.372
0.4	2.50	-0.67	0.678	-1.082	0.651	0.172	0.371
0.44	2.27	-0.882	0.696	-1.066	0.689	0.186	0.373
0.5	2.00	-1.148	0.739	-1.087	0.696	0.19	0.373
0.6	1.67	-1.471	0.787	-1.094	0.649	0.134	0.373
0.752	1.33	-1.914	0.842	-1.108	0.632	0.135	0.387
0.9	1.11	-2.333	0.868	-1.038	0.617	0.132	0.396
1	1.00	-2.555	0.882	-0.991	0.592	0.119	0.397
1.25	0.80	-2.925	0.898	-0.908	0.529	0.113	0.401
1.493	0.67	-3.3	0.932	-0.889	0.527	0.106	0.412
2	0.50	-3.706	0.964	-0.909	0.53	0.13	0.412
2.5	0.40	-3.927	0.981	-0.921	0.488	0.135	0.398
3.03	0.33	-3.954	0.979	-0.973	0.439	0.124	0.386

4	0.25	-3.943	0.944	-0.981	0.376	0.108	0.384
5	0.20	-3.954	0.923	-0.989	0.314	0.112	0.38

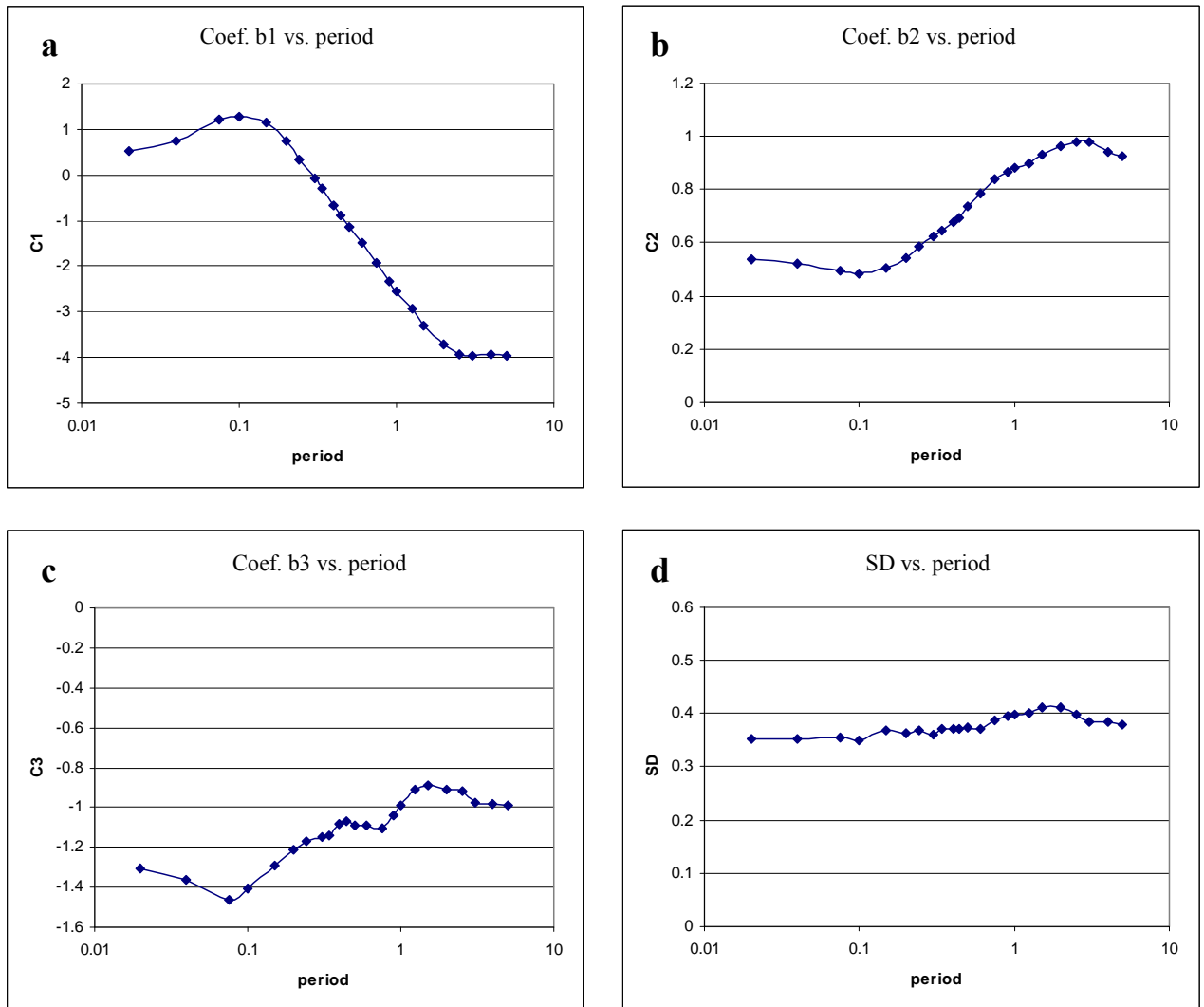


Figura 4.35. Representación gráfica de los coeficientes b_1 a b_3 y de las desviaciones estándar mostrados en la tabla 4.6 para sismos por subducción en Costa Rica.

La figura 4.36 representa los coeficientes del suelo b_4 (suelo blando) y b_5 (suelo firme) y se comparan con resultados semejantes obtenidos para Japón por Zhao et al. (2006b) calculados a partir de los promedios de las razones H/V para una gran cantidad de estaciones clasificadas según el tipo de suelo. Se observa que b_5 es bastante estable debido a que tiene un valor promedio cercano a 1.3 en todo el rango de periodos, semejante al obtenido para Japón. Sin embargo, b_4 es bastante más alto que en los datos provenientes de Japón y para un periodo de 0.5 s llega a un valor de 5. En Japón se llega a un valor máximo de 2.8 en un periodo algo inferior a 0.5 s.

Tal y como se comentó en el apartado 4.2.3, este efecto de amplificación excesiva por presencia de suelos blandos puede deberse a que los suelos en América Central en general tienen un grado mayor de meteorización y de más mala calidad que otras latitudes debido a que son tierras más jóvenes y que además, en este estudio el suelo S III se agrupó a S IV, por lo que en estudios posteriores sería mejor tratarlos como

categorías separadas, siempre y cuando se cuente con una clasificación de suelos más precisa, basada en estudios geofísicos para la mayoría de las estaciones que se tomen en cuenta. Sin embargo, debe tenerse presente que la comparación entre ambos gráficos es de carácter cualitativa, en el sentido de que fueron obtenidos por métodos distintos: en el caso de América Central, los factores fueron estimados a partir de inversiones y los propuestos para Japón, calculando el promedio de las razones espectrales H/V para todas las estaciones clasificadas según el tipo de suelo respectivo. Sin embargo, son remarcables las semejanzas en cuanto a las tendencias.

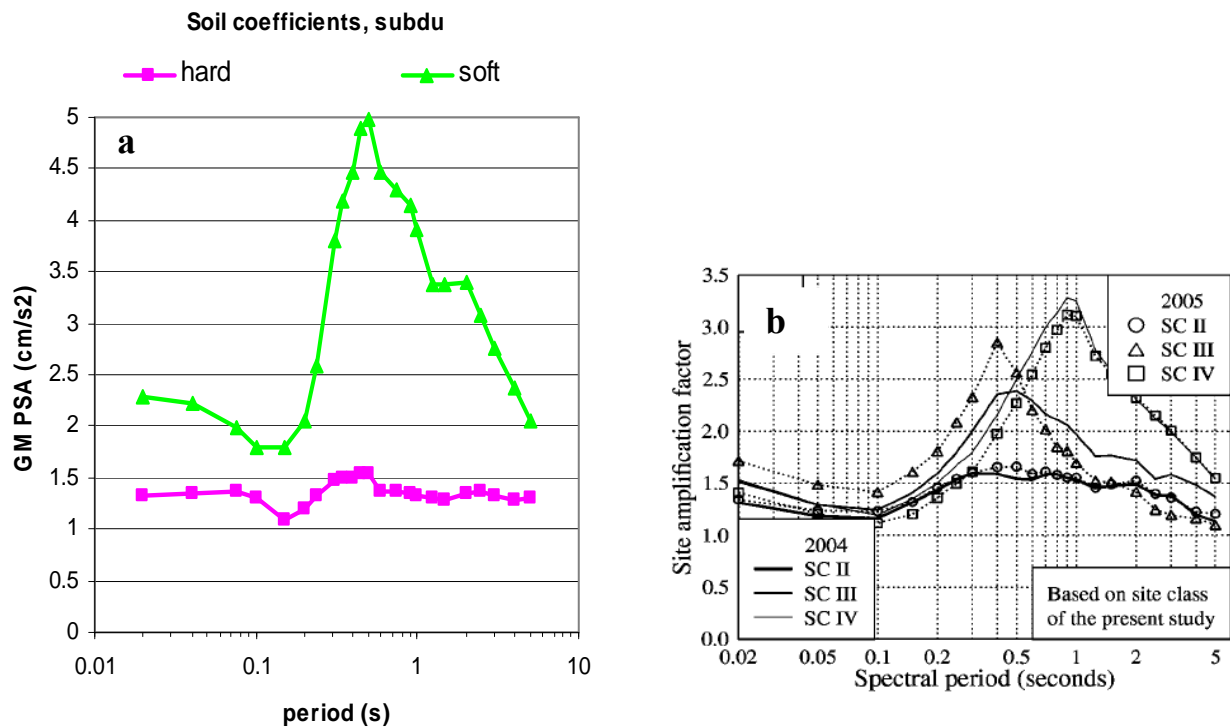


Figura 4.36. Gráficos que muestran la variación de los coeficientes de suelo (b_4 o suelo blando y b_5 o suelo firme), para a) los datos de sismos de subducción en Costa Rica y b) los resultados obtenidos para Japón por Zhao et al. (2006b).

Las figuras 4.37a y 4.37b comparan los espectros para GM PSA obtenidos para sismos por fallamiento local (América Central) y por subducción (Costa Rica), para registros en roca y dos distancias hipocentrales distintas; 50 y 100 km. Se observan formas espectrales parecidas, en ambos casos se evidencia un pico en 0.15 s y se nota cómo para magnitudes más altas, los espectros se vuelven más suavizados y horizontales. Para todo el rango de periodos, los espectros de sismos de subducción tienen ordenadas espectrales mayores que los de fallamiento local.

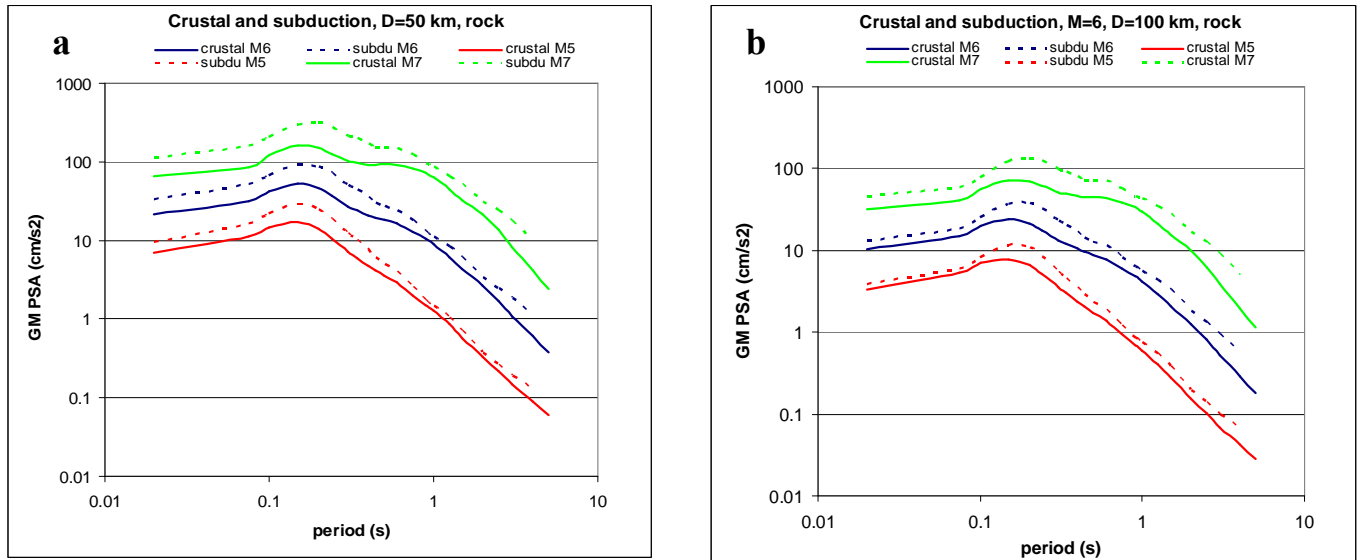


Figura 4.37. Comparación entre espectros de sismos de fallamiento local (líneas continuas) y de subducción (líneas discontinuas), para magnitudes M_w de 5, 6 y 7, suelo tipo S I y distancias hipocentrales de 50 km (a) y de 100 km (b).

Al comparar los espectros propuestos por diversos autores con los obtenidos en el presente estudio para $M_w = 6$ y distancia hipocentral de 50 km, se observa que para roca (figura 4.38a) este estudio coincide bastante bien con el de García et al. (2005) a partir de los 0.3 s de periodo. Sin embargo, en el rango de 0.1 a 0.3 s los modelos para Costa Rica predicen mayores ordenadas espectrales y para periodos inferiores a 0.1 s esta situación se invierte, resultando mayores las de México.

Zhao et al. (2006a) se mantiene siempre por encima de todos los modelos, así como sucede con los de Dahle et al. (1995) y Schmidt et al. (1997), que son considerablemente mayores a los que aquí se proponen a partir de 0.24 s.

Si se analiza el gráfico para las mismas condiciones de distancia y magnitud anteriores pero para suelo blando (figura 4.38b), se observa que los valores de las ordenadas espectrales del presente estudio superan las propuestas por los otros autores desde 0.1 s hasta 0.75 s. A partir de ese periodo las curvas se asemejan teniendo un decaimiento menor (mayores valores de GM PSA) las propuestas por Dahle et al. (1995) y Schmidt et al. (1997). Obsérvese que no se compara con García et al. (2005) debido a que para esas ecuaciones solo se consideraron datos para roca.

La amplificación descrita en el párrafo anterior es debida a los altos valores obtenidos para el coeficiente b_4 (para suelo blando, S III) según la tabla 4.6 y la figura 4.36a, situación que refuerza la idea de que los suelos blandos en el área de estudio sufren una fuerte amplificación para periodos mayores a 0.1 s.

Finalmente, la figura 4.39 compara los espectros obtenidos a partir de las ecuaciones propuestas para un sismo de magnitud $M_w = 7$ y distancia hipocentral $D = 25$ km con los espectros de diseño del Código Sísmico de Costa Rica (CFIA, 2002), para la ciudad de San José (Zona III) para roca (figura 4.39a) y suelo blando (figura 4.39b).

Se observa que para roca, el espectro de la norma se ubica por encima del obtenido con las ecuaciones para esos dos parámetros de magnitud y distancia, por lo que se puede

afirmar que de acuerdo con los resultados obtenidos, el espectro que propone la norma cubre al menos a un sismo por subducción, con magnitud de 7 y distancia hipocentral cercana a 25 km. Por lo tanto, sismos con este origen con magnitudes inferiores a 7 y distancias superiores a 25 km están cubiertos también.

Al comparar los espectros del código mencionado con los resultados obtenidos en esta tesis para suelo blando, se observa al igual que en el caso de sismos corticales que a partir de 1 s de periodo, el espectro de la norma es conservador respecto al espectro propuesto aquí, pero ambos son muy semejantes desde 0.01 s hasta 1 s.

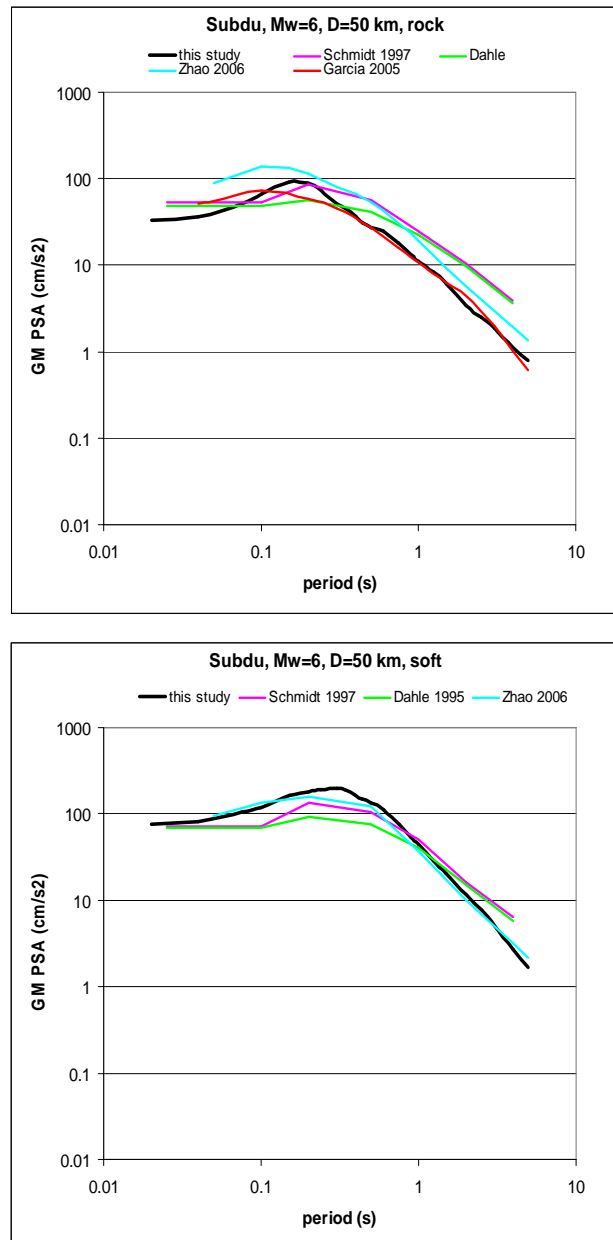


Figura 4.38. Espectros de respuesta que comparan los resultados obtenidos en el presente estudio con los propuestos por diversos autores para $M_w = 6$ y una distancia hipocentral de 50 km. La figura a) corresponde a roca y la b) a suelo blando.

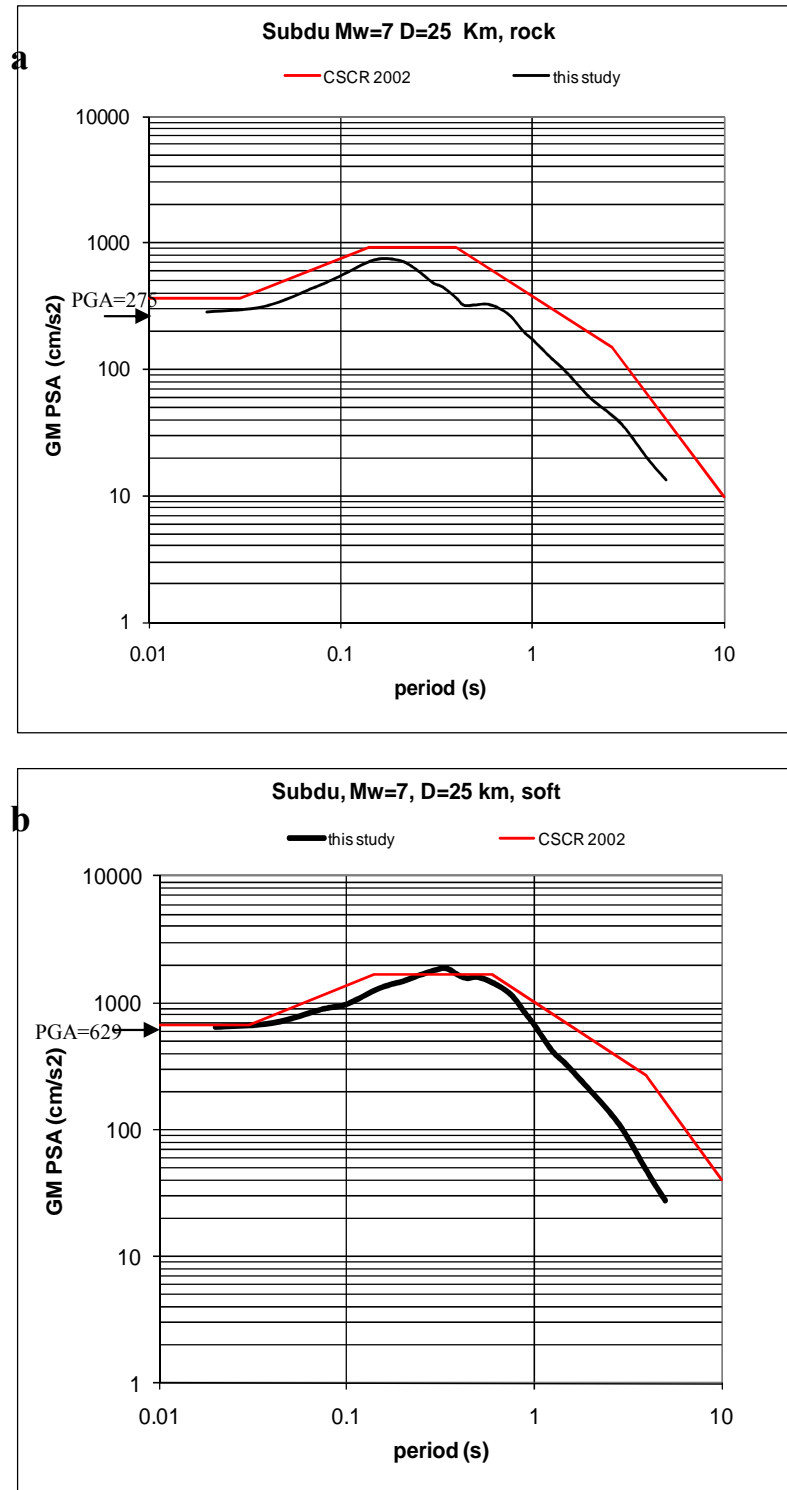


Figura 4.39. Comparación entre los espectros del Código Sísmico de Costa Rica con los obtenidos en esta memoria para un sismo de $M_w=7.0$ y $D=25$ km, para a) roca, b) suelo blando.

4.4 Ecuaciones de atenuación para eventos por subducción y fallamiento local combinados

En este apartado se plantearán ecuaciones predictivas utilizando registros de sismos cuyo origen es tanto de fallamiento local como de subducción. En vista de que existen muy pocas ecuaciones a nivel mundial que permitan combinar datos de estos dos tipos, se adoptará la propuesta por Zhao et al. (2006a) para Japón. Los modelos serán propuestos únicamente para GM PGA.

4.4.1 Consideraciones sobre los datos utilizados

Al igual que en los casos anteriores, a los datos utilizados les fueron impuestas una serie de condiciones, que se enumeran a continuación:

- Las estaciones consideradas para datos provenientes de América Central (AC) fueron solamente las que recibieron calificación A o B, de acuerdo con la definición presentada en el capítulo 3.
- Las estaciones de México que fueron incorporadas en esta etapa del estudio fueron clasificadas como roca, tal y como lo indica la fuente de datos consultada (<http://www.seismo.unv.edu/guerrero>, Instituto de Investigaciones de la Universidad Nacional Autónoma de México, Coordinación de Instrumentación Sísmica).
- Las magnitudes M_w usadas son superiores a 4.0.
- Las distancias hipocentrales usadas son hasta 200 km.
- Los sismos que se clasificaron como de fallamiento local corresponden a casos de profundidades inferiores a 25 km, a menos que las agencias consultadas reportaran otro tipo de clasificación o bien, se incluyeran dentro de esta categoría sismos con profundidades mayores. Fueron clasificados como de subducción aquellos cuya profundidad fuera igual o mayor a 25 km, a menos que las fuentes de información consultadas los clasifiquen como de fallamiento local.
- Los mecanismos focales asignados fueron tomados de Global CMT (*Harvard-Centroid-Moment-Tensor*, <http://www.globalcmt.org/>). Sin embargo, solamente sismos con magnitudes M_w iguales o superiores a 5 están incluidos en esa base de datos; por lo tanto, a los sismos de M_w entre 4 y 5 no les fue asignado el mecanismo, a menos que en otras fuentes consultadas se encontrara tal información.
- Eliminación de la mayor parte de registros analógicos por su inferior calidad respecto a los digitales y aquellos cuyas formas de onda no cumplen con los estándares establecidos en este trabajo (incorrecta apariencia visual, STA/LTA inferior a 3 y superior a 5).

Los datos se distribuyen según muestra la tabla 4.7. Para mejorar la completitud (distribución de M_w vs. distancia tal y como se discutirá más adelante), se incluyeron datos de México, que corresponden a un 3% de los 1396 registros seleccionados. El 97% restante corresponde a registros de América Central.

Tabla 4.7. Distribución de los datos usados al combinar eventos corticales y de subducción.

Número de eventos total	514		
Número de registros	1396	De A C: 1357 (97%)	De México: 39 (3%)
Según tipo de suelo	S I: 147 (10.5%)	S II: 784 (56.2 %)	S III y S IV: 465 (33.3%)

De acuerdo con el tipo de suelo, más de la mitad de los registros corresponden a suelo S II (firme) y solo un 10.5% a suelo S I (roca), evidenciándose una vez más la falta de registros proveniente de esta condición de sitio, aún cuando todos los registros de México fueron obtenidos en roca.

Si se considera la distribución de los datos según la fuente y el tipo de mecanismo que lo produjo, la mayor parte (un 64% del total) corresponde a sismos de subducción *in-slab*, seguido por un 29% de registros de sismos de corteza o de fallaiento local, con mecanismo de cualquier tipo excepto inverso, un 4.5% corresponde a eventos por subducción somera (*interface*) y solamente un 2.5% a eventos corticales inversos.

La clasificación anterior de los datos en cuatro categorías es fundamental para poder aplicar la ecuación seleccionada en este apartado; sin embargo, se evidencia desde ahora la falta de una distribución uniforme de los datos en estos cuatro grupos.

Las figuras 4.40a, b y c muestran las distribuciones de las magnitudes en función de la distancia hipocentral para todo el grupo de datos (4.40a), según el tipo de suelo (4.40b) y de acuerdo con su origen (4.40c).

En la figura 4.40a se separan los datos de América Central y los de México. Se observa que estos últimos mejoran la distribución de Mw vs. distancia para magnitudes entre 6.5 y 8, rango en el que los datos disponibles para Centroamérica son escasos.

Respecto a la distribución según el tipo de suelo (figura 4.40b), se observa que para magnitudes altas predominan los registros en roca y los de suelo firme se concentran en magnitudes de 4 a 6 y distancias entre 50 y 200 km. Los de suelo blando se reparten más o menos en forma uniforme en todo el rango de magnitudes, sobretodo entre 4 y 6.5, aunque con una densidad menor que los de suelo firme.

Respecto a la fuente, los datos se distribuyen de acuerdo con el gráfico de la figura 4.40c. Se observa claramente que los que corresponden a subducción *interface* son aportados por México y se concentran en magnitudes de 6.5 a 8 y en distancias hipocentrales de 20 a 200 km.

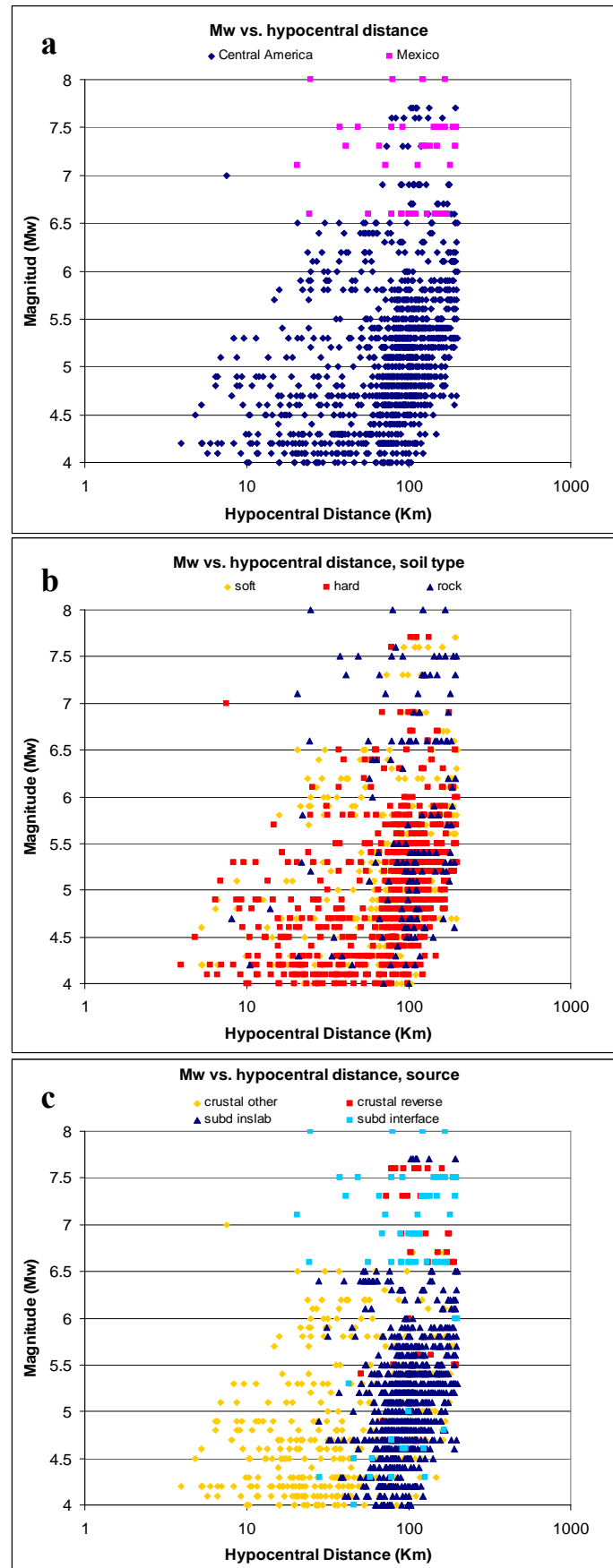


Figura 4.40. Distribución de los datos según la magnitud vs. la distancia hipocentral para: a) todo el grupo de datos, b) según tipo de suelo y c) según la fuente.

Los sismos corticales inversos, que son los más escasos, se ubican en un rango de magnitudes de 5.5 a 7.6 y distancias de 75 a 200 km, pero se distribuyen en forma poco densa y poco uniforme dentro de ese rectángulo.

Los datos más numerosos provienen de los sismos de subducción *in-slab* y se reparten tanto densa como uniformemente de Mw 4 a 6.5, entre los 50 y 200 km. Los correspondientes a sismos corticales de cualquier mecanismo excepto el inverso, se distribuyen en forma menos densa que el caso anterior pero sí uniforme entre 4 y 6.5 Mw, pero en un rango de distancias más amplio que el anterior: entre 6 y 200 km.

Hay una clara ausencia de datos en todas las categorías para magnitudes entre 5.5 y 8 asociadas a distancias hipocentrales entre 4 y 25 km.

Respecto a las distribuciones del GM PGA vs. distancias hipocentrales (figuras 4.41a, b y c), se observa en la 4.41a que los datos aportados por México corresponden a GM PGA de los más altos de todos los datos disponibles, en un rango de 20 a 300 km.

En la figura 4.41b se observa una distribución más o menos uniforme para las tres categorías de suelo consideradas en todo el rango de distancias y valores de medias geométricas de la aceleración, aunque con densidades de datos muy distintas debido a la diferente cantidad de datos disponibles para cada clase. Sí es evidente la gran cantidad de datos correspondientes a suelo firme (S II) en un rango de distancias entre 65 y 200 km.

Si se consideran las cuatro categorías referentes a la fuente (figura 4.41c), se evidencia que los datos correspondientes a sismos corticales asociados a cualquier tipo de mecanismo excepto el inverso son densos de 5 a 50 km, pero es mucho más densa la cantidad de datos de subducción *in-slab* en distancias de 55 a 200 km. Los casos cortical inverso y subducción *interface* se reparten en forma mucho menos densa y no uniforme, ya que son notoriamente más escasos que las otras dos categorías.

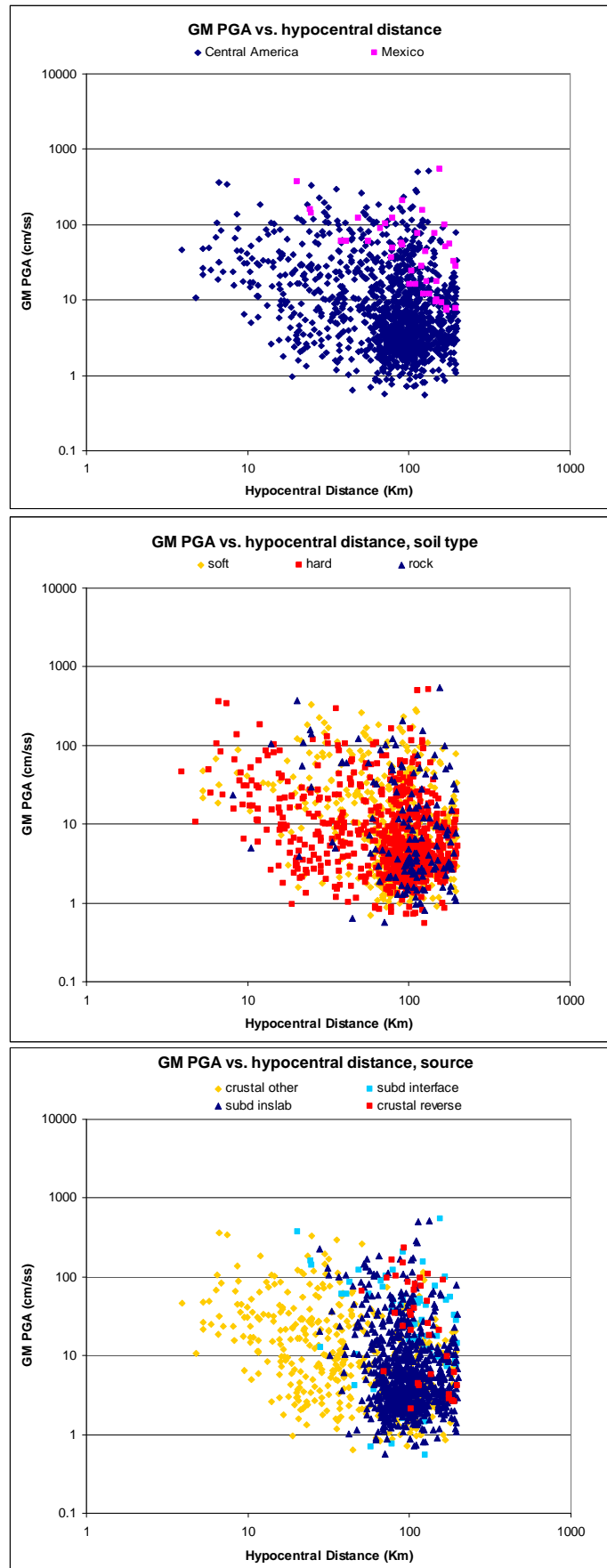


Figura 4.41. Distribución de GM PGA vs. distancia hipocentral para a) todo el grupo de datos, b) según tipo de suelo y c) según la fuente.

4.4.2 Ecuaciones propuestas para GM PGA

Considerando que los datos disponibles para América Central provienen de sismos corticales y de subducción, para plantear modelos que combinen estos dos tipos de fuentes generadoras fue necesario investigar sobre tipos de ecuaciones previamente propuestas por otros autores, basadas en entornos sismotectónicos semejantes a la región de interés en este estudio. El caso seleccionado es el propuesto para Japón por Zhao et al. (2006a). En esta investigación solamente se trabajará para GM PGA y se espera proponer modelos para otras ordenadas espectrales en futuras investigaciones.

Zhao et al. (2006a) proponen sus modelos a partir de 4518 acelerogramas para Japón, provenientes de 269 sismos cuya profundidad llega hasta los 162 km. Según el origen, los registros fueron clasificados de la siguiente manera: 1285 como de corteza, 1508 como *interface* y 1725 como eventos *in-slab*, observándose una semejanza en el número de registros por cada categoría.

También fueron utilizados algunos registros provenientes de Estados Unidos y de Irán, para mejorar la cobertura dentro de los 40 km de distancia a la fuente.

La ecuación propuesta por Zhao et al. (2006a) es:

$$\text{Log}_{10}(y) = b_1 + b_2 * M + b_3 * d - \text{log}_{10}(d + b_4 * \exp(b_5 * M)) + b_6 * (h - h_c) * \delta_n + b_7 * F_S * \text{log}_{10}(d) + b_8 * S_S + b_9 * S_A + b_{10} * F_I + b_{11} * F_S + b_{12} * F_R \quad \text{Ecuación 4.6}$$

Donde:

y es la variable, que en este caso será GM PGA en cm/s^2

M es la magnitud momento (M_w)

d es una medida de distancia, que en este caso será usada la hipocentral, en km

h es la profundidad focal en km

h_c es una constante de la profundidad. Cuando h es mayor que h_c , el término $b_6(h - h_c) * \delta_n$ toma efecto, siendo δ_n una variable ficticia que es igual a cero cuando $h < h_c$ y 1 cuando $h \geq h_c$. Cuando h es mayor que 125 km, h se fija a 125 km

Términos que definen el origen y el mecanismo:

F_S identifica los eventos por subducción e *in-slab*

F_I corresponde a los eventos por subducción e interface

F_R identifica los eventos corticales inversos (parámetro de falla inversa)

(si $F_S = F_I = F_R = 0$, corresponde a eventos corticales con cualquier otro mecanismo)

$b_7 * F_S * \text{log}_{10}(d)$: término que modifica la trayectoria independiente de la magnitud y sólo se aplica a eventos *in-slab*

Términos que definen el tipo de suelo:

S_S corresponde al suelo blando ($S_S = 1$ y $S_A = 0$)

S_A corresponde al suelo firme ($S_S = 0$ y $S_A = 1$)

(En el caso de roca, $S_S = 0$ y $S_A = 0$)

b_1 a b_{12} son los coeficientes a determinar con la regresión

Una vez llevada a cabo la inversión utilizando el método de mínimos cuadrados, fueron obtenidos los 12 coeficientes b mostrados en la tabla 4.8, donde se muestra también el valor de la desviación estándar (SD).

A pesar de haber obtenido un valor de SD razonable, las incertidumbres en los coeficientes son altas y esto debido al gran número de variables que intervienen en la inversión y a la falta de una distribución uniforme de los datos en las distintas categorías consideradas.

Tabla 4.8. Coeficientes y desviación estándar obtenidos por medio de la inversión para GM PGA.

Coeficiente	b1	b2	b3	b4	b5	b6	
Valor	-0.16744	0.54247	-0.00026	0.01054	0.79777	0.00062	
Coeficiente	b7	b8	b9	b10	b11	b12	SD
Valor	-0.08744	0.20375	0.12437	-0.03808	0.16331	-0.09812	0.3594

Las figuras 4.42a, b, c y d muestran los resultados obtenidos según los coeficientes de la tabla 4.8 para roca, distintas magnitudes y distintas profundidades. Se dibujan las cuatro curvas obtenidas según la clasificación para los eventos a partir de su origen: cortical-inverso, cortical-otro tipo (cualquier origen menos inverso), *in-slab* e *interface*. Son graficadas además las observaciones como puntos negros.

Se observa que para roca, $M_w=6$ y profundidades de 10 y 40 km (figuras 4.42a y b), los resultados para los cuatro casos son prácticamente idénticos, por lo que la profundidad no parece tener una importancia significativa. El caso que predice valores ligeramente mayores de GM PGA es el correspondiente a eventos *in-slab* y el menor, el asociado a cortical-inverso. Las curvas que muestran los resultados para cortical-otro tipo y la de *interface* (subducción somera) resultaron ser muy semejantes.

Al compararse las curvas para roca, profundidad de 40 km y M_w de 5 y 7 (figuras 4.42c y d, respectivamente), la referente a sismos *in-slab* continua siendo mayor pero bastante semejante a las otras tres, por lo que no se puede afirmar que la fuente tenga una importancia significativa en los modelos obtenidos con el grupo de datos de América Central. Los modelos generados para $M_w=7$ (figura 4.42d) muestran mayor curvatura que para $M_w=5$ (figura 4.42c), resultando ser este último un modelo más lineal. Se observa además un aceptable ajuste visual de los datos respecto a los modelos obtenidos.

Las figuras 4.43a, b y c muestran las observaciones junto con los modelos (línea continua) y ± 1 SD (desviación estándar, líneas discontinuas) para profundidades de 40 km, distinto origen y distintas magnitudes.

Para $M_w = 4$, hay una gran cantidad de observaciones y muchas de ellas se salen del rango definido por ± 1 SD; sin embargo, la mayoría se ubican dentro de él (figura 4.43a). Algo semejante sucede para $M_w=6$ (figura 4.43b) pero es menor el número de observaciones disponibles. Para el caso de $M_w=7$ (figura 4.43c), casi todas las observaciones se ubican dentro del rango ± 1 SD pero con una cantidad de datos mucho menor que para magnitudes más bajas.

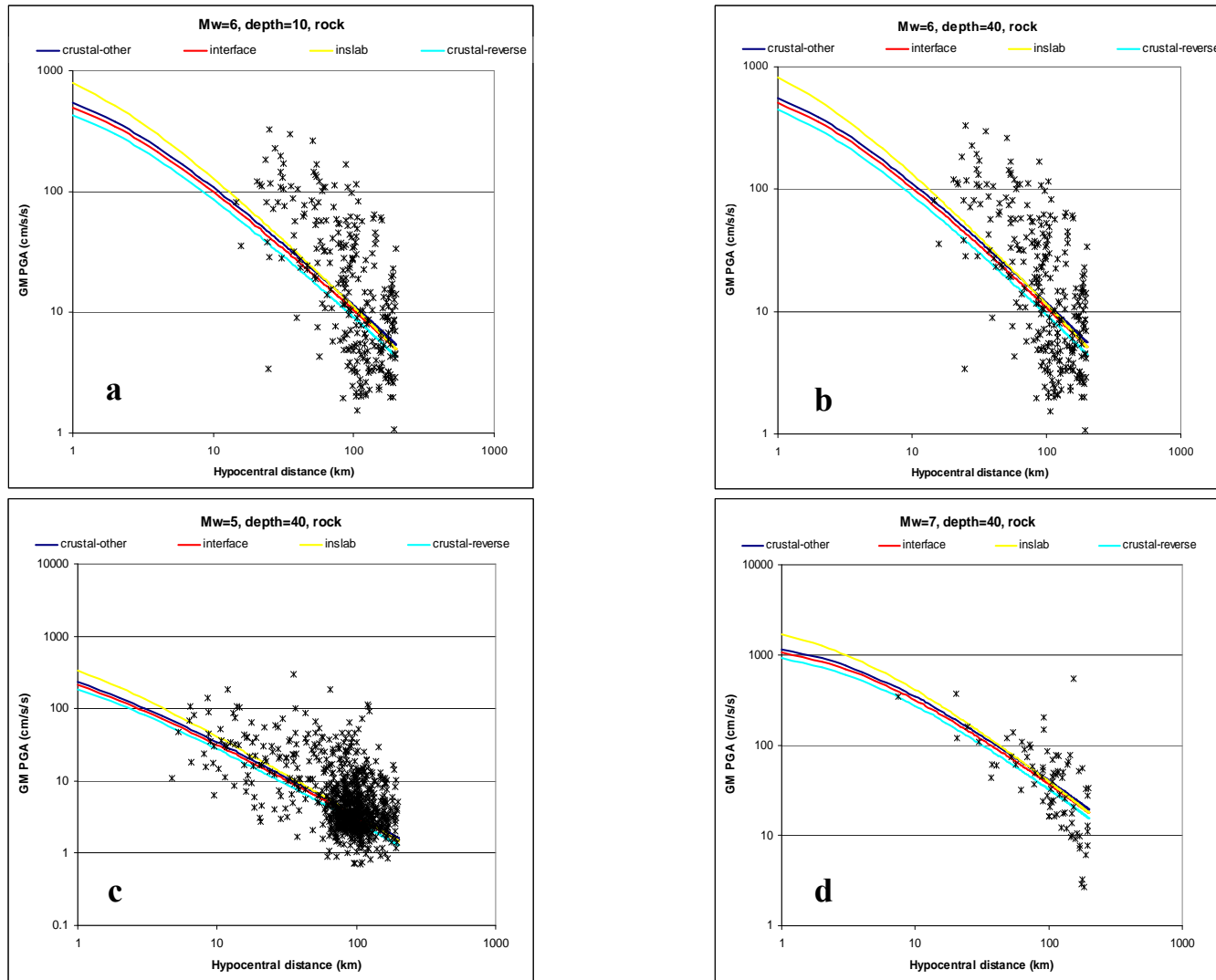


Figura 4.42. Gráficos de las relaciones de atenuación obtenidas para GM PGA con datos de América Central a partir de la propuesta de Zhao et al. (2006a) para roca, Mw=6 y profundidad de 10 km (a), Mw=6 y profundidad de 40 km (b), Mw=5, y profundidad de 40 km (c) y Mw=7 y prof de 40 km (d).

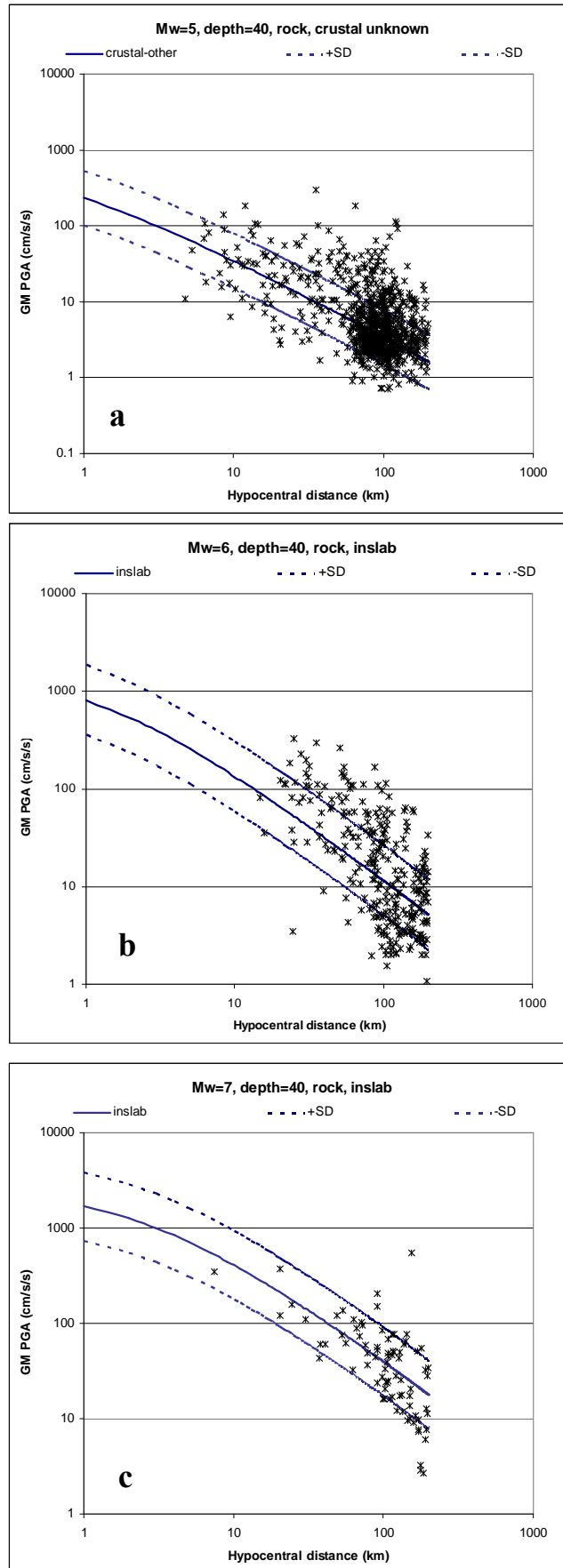


Figura 4.43. Relaciones de atenuación obtenidas (línea continua) y rango definido por ± 1 SD (líneas discontinuas) para distintas magnitudes y fuentes del sismo. Se indican con "x" las observaciones.

Respecto a las relaciones de atenuación obtenidas según el tipo de suelo, se muestran dos casos: para cortical- inverso, $M_w=6$ y profundidad de 40 km (figura 4.42a) y para sismos *in-slab* $M_w=6$ y profundidad de 40 km (figura 4.42b). En ambos se evidencia que el suelo blando (S III) muestra valores de GM PGA ligeramente mayores que para suelo firme (S II) y bastante mayores si se compara con roca (S I) en todo el rango de distancias considerado.

Considerando los residuos, la mayor parte se ubican dentro de un rango de +1.5 a -1, sin un sesgo particular respecto a la distancia hipocentral (figura 4.43a) o a la magnitud (figura 4.43b). En términos generales, son más los casos en los que los valores observados resultan ser mayores que los calculados por medio de las ecuaciones obtenidas.

Finalmente, si se comparan los resultados obtenidos en el presente estudio con los propuestos por Zhao et al. (2006a) para Japón, se aprecian principalmente cuatro situaciones:

La figura 4.44a muestra la comparación para $M_w=6$, roca y profundidad de 10 km para los casos de *interface* y cortical-inverso. Se observa mayor curvatura en los modelos obtenidos para Japón, así como que los valores de GM PGA son notablemente mayores para ese país que para América Central, sobretodo en el caso de eventos cortical-inverso. Esto significa que los modelos para Japón se atenúan más rápidamente con la distancia, aunque las GM PGA sean mayores que las de América Central. Para eventos *interface*, los resultados de ambos modelos son semejantes a partir de los 100 km, aproximadamente.

La figura 4.44b presenta los gráficos de los resultados obtenidos para las mismas condiciones anteriores pero para una profundidad de 40 km. Tal y como se dijo antes, los modelos generados para América Central no son muy sensibles a la profundidad pero los de Japón si lo son, por lo que las diferencias entre ambos se incrementan al aumentar la profundidad: las curvas para Japón predicen valores significativamente más altos que las de América Central, sobretodo para eventos cortical-inverso.

La figura 4.44c muestra los resultados para $M_w=6$, profundidad de 40 km, roca, para eventos *in-slab* (subducción intermedia y profunda). En este caso, es evidente la gran diferencia entre los modelos que se comparan, siendo esta mayor para distancias hipocentrales de 25 km y se vuelven más cercanas conforme aumenta la distancia, hasta igualarse a los 175 km, a partir de la cual se invierte la situación: comienzan a ser mayores las GM PGA para América Central.

Las relaciones de atenuación obtenidas para ambas regiones muestran curvas relativamente lineales para eventos *in-slab* en un rango de 25 a 200 km, pero el decaimiento en función de la distancia para el caso de Japón es mucho mayor.

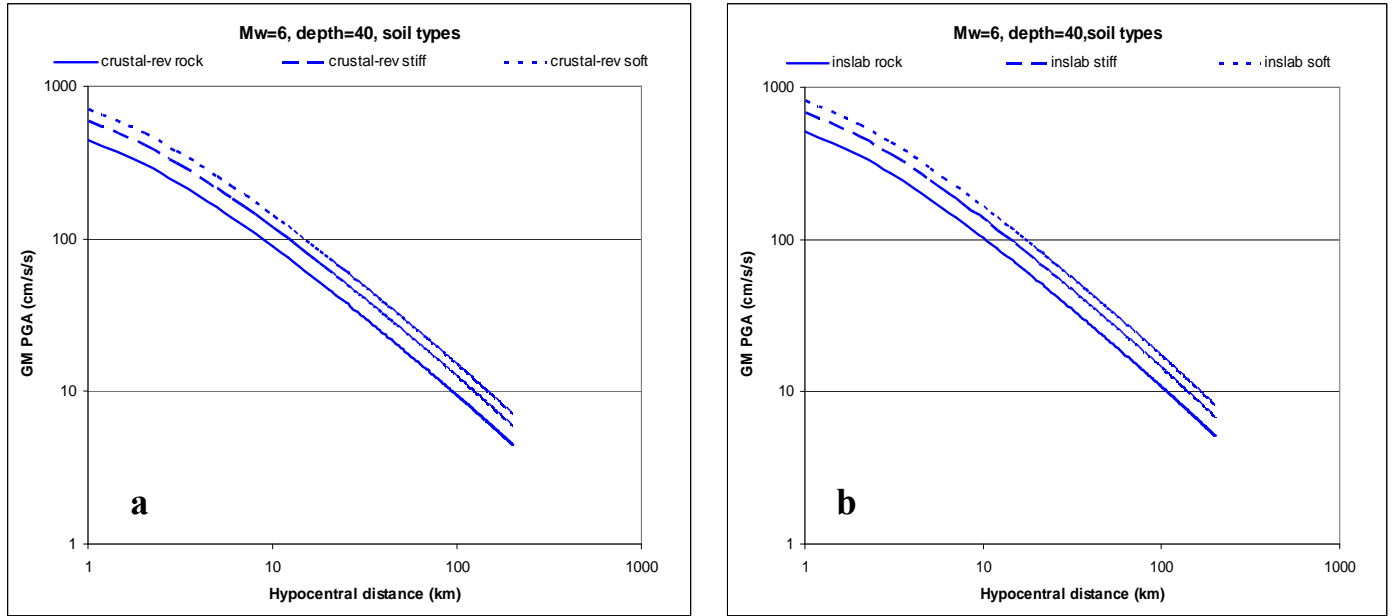


Figura 4.42. Comparación de los modelos obtenidos según el tipo de suelo para a) eventos cortical-inverso y b) eventos *inslab*. En ambos gráficos, $M_w=6$ y la profundidad es de 40 km.

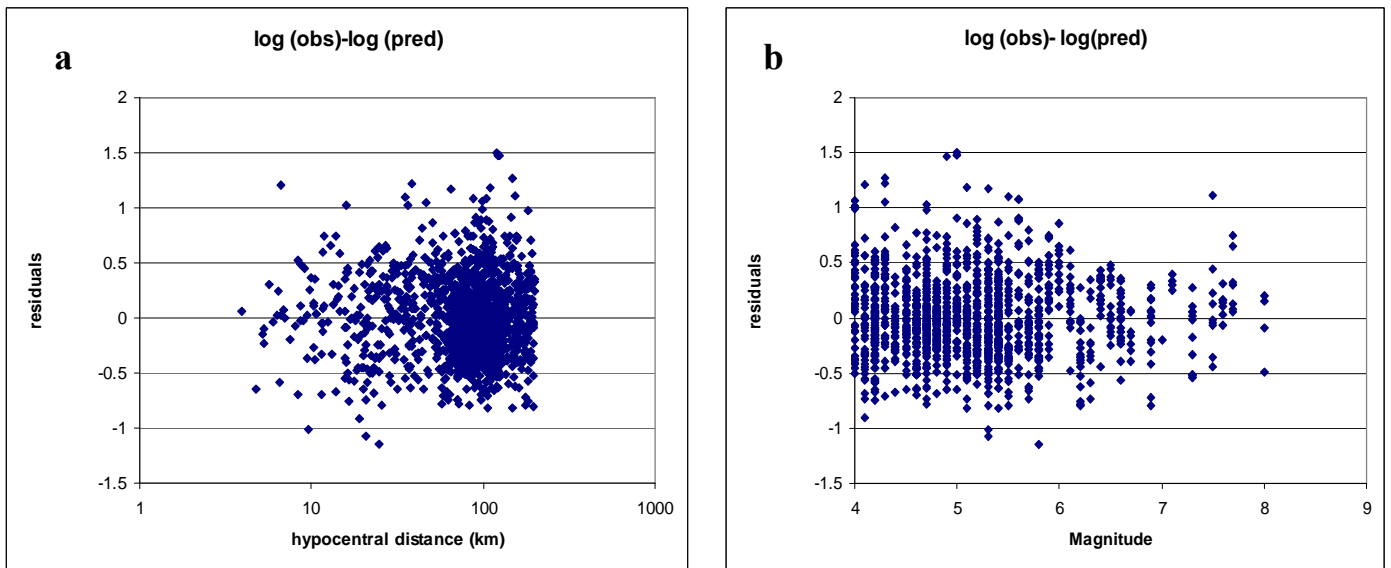


Figura 4.43. Residuos en función de la distancia (a) y de la magnitud (b), según los modelos obtenidos para GM PGA con datos de América Central.

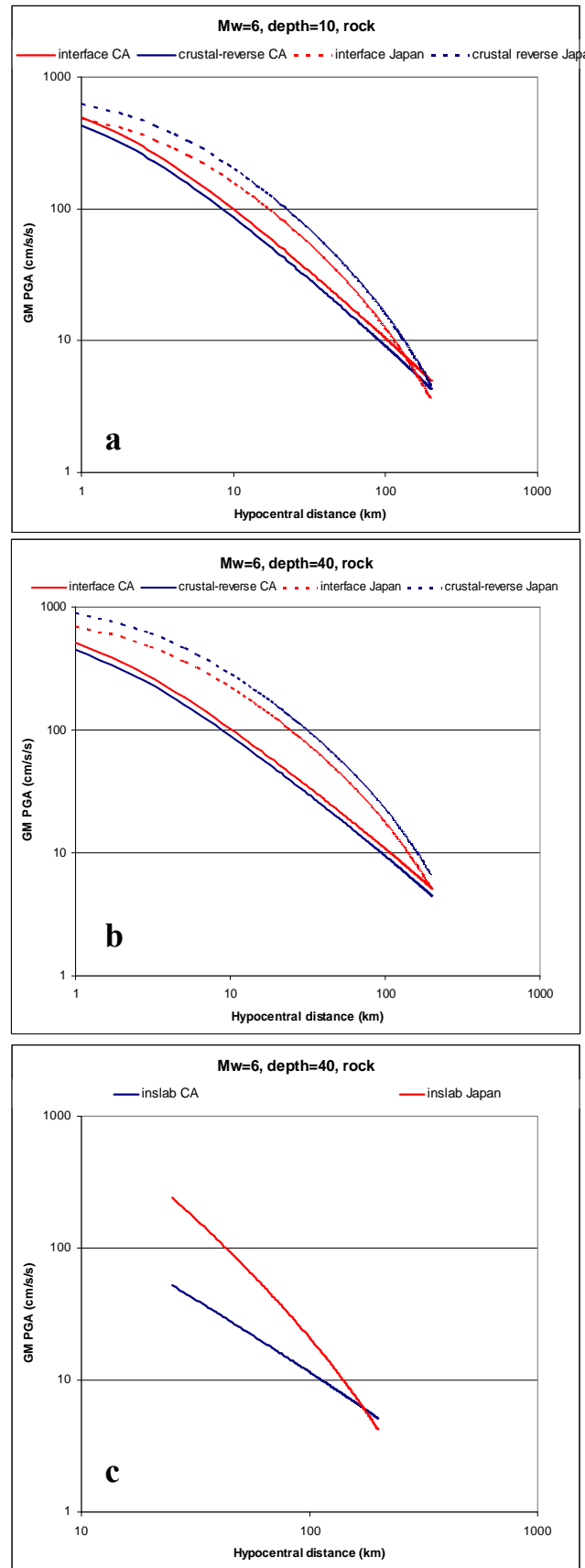


Figura 4.44. Comparación entre las relaciones de atenuación obtenidas para Japón y para América Central al utilizar el tipo de ecuación propuesta por Zhao et al. (2006a), para a) eventos cortical- inverso e *interface*, $M_w=6$ y profundidad de 10 km, b) eventos cortical- inverso e *interface*, $M_w=6$ y profundidad de 40 km y c) eventos *in-slab*.

Parte II. Microzonificación sísmica de la Bahía de Cádiz

Capítulo 5. Antecedentes

En este capítulo se hace referencia a las características geográficas, así como una breve revisión histórica de la actividad sísmica que ha afectado a la Bahía de Cádiz, y se caracterizan los suelos que predominan en los seis municipios que la conforman y que son objeto de estudio de esta tesis, a partir de la información contenida en las hojas geológicas 1061, 1068 y 1069 escala 1:50 000 del Instituto Geológico y Minero de España (IGME, 1990). Se hace una breve descripción de los daños más importantes observados en la región a raíz del principal terremoto que la ha afectado.

5.1 Generalidades de la zona en estudio

La Bahía de Cádiz está situada en la provincia de Cádiz, en la comunidad autónoma de Andalucía.

Tiene una extensión de 607 km² y una población en el año 2006, de 417 924 habitantes. Está formada por cinco municipios: Cádiz, El Puerto de Santa María, San Fernando, Puerto Real y Chiclana de la Frontera (figura 5.1). En lo que respecta a esta investigación, el municipio de Rota será considerado como parte de la Bahía. La tabla 5.1 presenta las principales características demográficas de la región, según el INE (2006) y el Sistema de Información Multiterritorial de Andalucía.

Tabla 5.1 Características demográficas de los municipios que forman la Bahía de Cádiz. Datos del INE 2006 (www.ine.es).

Municipio	Población	km²	Hab./km²
Cádiz	130 561	12	10 881
Chiclana de la Frontera	72364	207	350
El Puerto de Santa María	83 101	159	523
Puerto Real	38 354	197	195
San Fernando	93 544	32	2923

La Bahía presenta grandes extensiones de marismas (terreno bajo y pantanoso que se inunda por efecto de las mareas) y de esteros. Está formada por un antiguo archipiélago, cuyas islas se han ido uniando debido a un proceso de sedimentación producto principalmente del oleaje, a la acción de las corrientes marinas y fluviales (especialmente por la desembocadura del río Guadalete en El Puerto de Santa María), a la actividad sísmica y al hombre. Entre las principales razones de la conformación de esta Bahía están:

- Variaciones en el nivel del mar en los últimos 10 000 años.
- Formación de estructuras de islas barreras, acumulación de arena frente a la costa asociada a la estabilización y descenso del nivel marino con posterioridad al máximo nivel del mar conocido.
- Erosión marina, fundamentalmente en las costas de mar abierto, potenciada por la permanente actuación de la sismotectónica de la zona.
- La acción humana.

En su litoral, existen además caños de agua salada, como el río San Pedro y el caño Sancti Petri. Gran parte del territorio formado por marismas está enmarcado por el Parque Natural de la Bahía de Cádiz.

La extracción de sal, junto con la pesca de bajura y el marisqueo, representan el aprovechamiento más tradicional de la Bahía. Actualmente, la mayor parte de las salinas se dedican al cultivo de especies marinas.

Sin embargo, al día de hoy los principales ingresos que se obtienen en la Bahía provienen de los importantes puertos que se ubican en ella, especialmente en Cádiz y en Puerto Real, de donde se importa y exporta gran cantidad de productos, así como la llegada de turistas en cruceros. Existen también astilleros e industria, como por ejemplo la del consorcio Airbus en Puerto Real, donde se fabrica en forma exclusiva un componente de los aviones que esa fábrica produce.

En el municipio de Rota existe una base naval compartida entre España y Estados Unidos, donde suelen atracar importantes buques de guerra y aterrizar aviones militares de gran envergadura.

Por otro lado, la zona costera al sur de Chiclana (La Barrosa y Novo Sancti Petri), ha experimentado un gran crecimiento de infraestructura hotelera y habitacional de lujo en los últimos años.

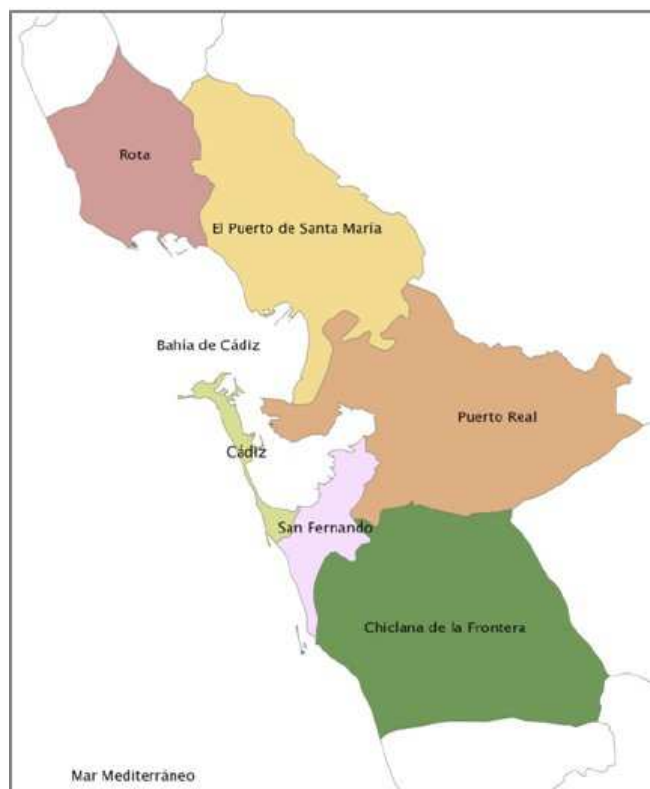


Figura 5.1 División política de los seis municipios de la Bahía de Cádiz considerados en esta investigación.

La figura 5.2 muestra una imagen satelital de la Bahía de Cádiz y de los municipios estudiados, donde se puede observar los distintos usos del suelo, principalmente en lo que se refiere a zonas habitadas y no habitadas, así como las principales características geográficas, donde la interacción del mar, los ríos y un relieve de la tierra bastante plano ha producido una geografía singular.

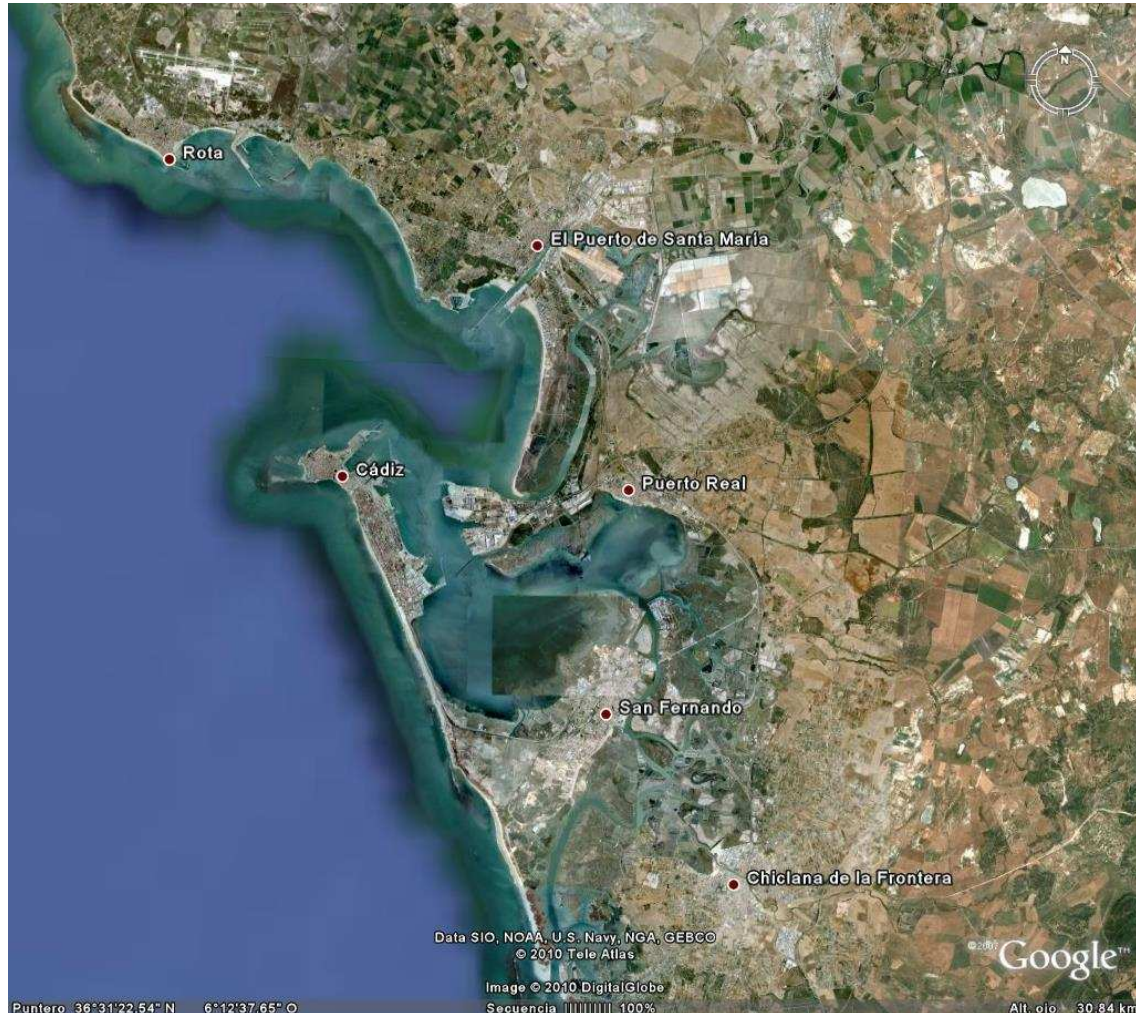


Figura 5.2 Imagen satelital de la Bahía de Cádiz tomada de Google Earth (2010 Tele Atlas) en la que se observa su geografía y los distintos usos del suelo.

5.2 Revisión de la actividad sísmica histórica que afecta a la Bahía de Cádiz

La sismicidad de la Bahía de Cádiz se genera principalmente debido a la interacción entre las placas Iberia y África, es una región compleja que se localiza en la parte oeste de la frontera entre las placas Eurasia y África.

Esta región corresponde a la transición del límite oceánico (entre las islas Azores y el banco de Gorringe) al límite continental, donde se encuentran las placas de Iberia y

África. El límite está bien delimitado en la parte oceánica, desde las islas Azores a lo largo de la falla Azores- Gibraltar, hasta aproximadamente 12° oeste. Desde aquí hasta 3.5° este, se extiende hasta la parte oeste de Argelia, donde el límite se vuelve más difuso y se forma una amplia área de deformación (Buform et al., 2004).

La complejidad de esta región se ve reflejada en la batimetría, sismicidad, régimen de esfuerzos y la tectónica. Desde el oeste hasta el este, a lo largo del límite entre las placas de Eurasia y Africa, el patrón de esfuerzos general corresponde a extensiones en las Azores, de desplazamiento de rumbo lateral derecho en la parte central y compresiones en la región este, desde el banco de Gorringe hasta el estrecho de Gibraltar y Argelia (Buform et al., 1988).

Por conveniencia para su estudio, Buform et al. (2004) dividen el límite entre las placas Iberia y África en tres áreas (figura 5.3): A (del Golfo de Cádiz al banco de Gorringe), B (la parte central, que incluye las cordilleras Bética y Rift y el Mar de Alborán y C (el noroeste de Argelia y las montañas Tell. Las áreas A y B son las zonas de interés del presente estudio, ya que son las que potencialmente pueden generar sismos que provoquen una amplificación significativa del movimiento del suelo de la Bahía de Cádiz.

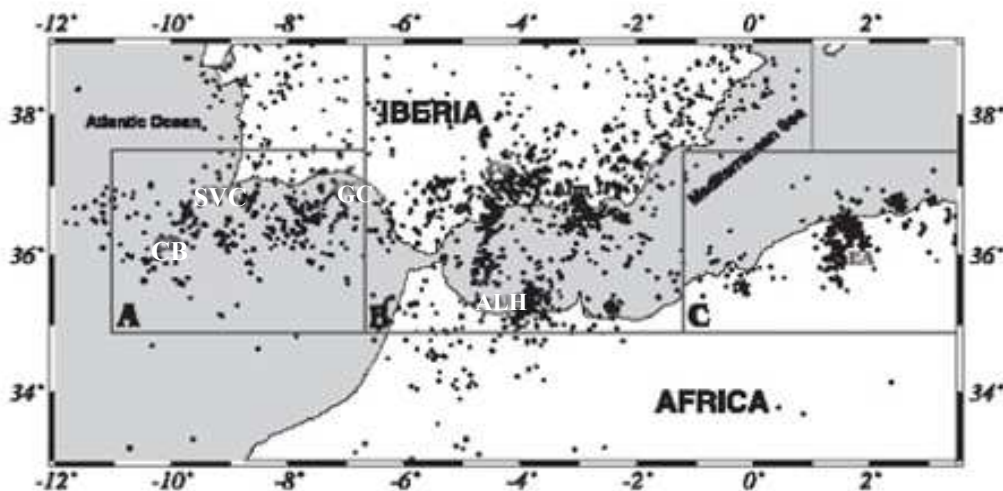


Figura 5.3. Distribución de epicentros en los límites entre las placas Iberia y Africa, en el periodo 1980-1999 (tomado de Buform et al., 2004). CB: Banco de Gorringe, SVC: Cabo de San Vicente, GC: Golfo de Cádiz, ALH: Alhoceima. Las zonas A, B y C fueron definidas por los mismos autores para esa investigación.

La sismicidad de la región Ibero-Magrebí está caracterizada por la ocurrencia de sismos con las mayores magnitudes observadas en la parte occidental de Europa, alcanzando hasta magnitudes de 8; la mayoría de ellos con focos superficiales (profundidades entre 0 y 40 km). A modo de ejemplo, en el periodo de 1980 a 1999, la mayoría de los sismos ocurridos tuvieron magnitudes mb inferiores a 5.5.

En el oeste de Gibraltar, desde el Golfo de Cádiz al banco de Gorringe (región A), los epicentros se distribuyen en dirección este-oeste, en una banda de 10 km de ancho, con profundidades superficiales e intermedias. Anteriormente al periodo mencionado (1980-

1999), dos terremotos significativos han ocurrido en esta región: uno en el Golfo de Cádiz (1964, $M_s = 6.4$) y otro al oeste del Cabo San Vicente (1969, $M_s = 8$).

En la región B hay tres concentraciones de epicentros: la región de Alhoceima, al norte de Marruecos donde en 1994 se produjo un terremoto de $M_w = 5.8$ y en el año 2004 otro con $M_w = 6.5$, en la región de Almería (sureste de España) con un enjambre ocurrido entre 1993 y 1994 con dos sismos importantes de magnitudes 5.0 y en la cuenca de Granada, con sismos frecuentes de magnitudes cercanas a 3.

En el área C, la sismicidad se concentra en la región de El Asnam, Argelia, donde se han generado sismos de $M_s > 6$ ($M_s = 6.5$ en 1954 y $M_s = 7.3$ en 1980).

Respecto a la sismicidad histórica documentada (sismos con intensidades máximas de IX y X ocurridos entre 1500 y 1910), los terremotos más grandes ($I=X$) están localizados al oeste del Cabo San Vicente (terremoto de Lisboa, 1755 al que se asocian grandes daños y la ocurrencia de un tsunami que afectó toda la Bahía). También se produjeron otros sismos al sur de Iberia y noreste de Argelia (entre 1716 y 1891). En el norte de Marruecos, solo se tiene documentado un gran terremoto en 1909 con intensidad máxima de IX.

En España, excepto por el terremoto de 1504 ocurrido en Carmona, Sevilla, los sismos se han localizado muy cerca de la costa, hacia el sur y sureste.

Los mecanismos focales determinados, son predominantemente de falla inversa en las áreas A y C (regiones del Golfo de Cádiz y de Argelia), con una compresión horizontal promedio en la dirección NNW-SSE. En el área B (central), los mecanismos focales presentan una gran cantidad de soluciones: normales, inversas y de desplazamiento de rumbo con fuerte componente inversa.

Los sismos generados a profundidades intermedias (entre 40 km y 150 km), han sido importantes en la región B. Sin embargo, una característica sobresaliente de la sismicidad en esta región (áreas A, B y C) es la ocurrencia de sismos profundos, con profundidades cercanas a los 630 km. El mayor de estos sismos tuvo lugar en 1954 ($M = 7$, Bufoin & Udías, 2003) y el 4 de abril de 2010 ocurrió otro sismo importante con profundidad de 630 km y magnitud $M_w = 6.2$, según el Instituto Geográfico Nacional (www.ign.es). Estos representan los sismos más profundos de la región mediterránea y su origen es aún una incógnita. La ocurrencia de estos sismos se concentra en una pequeña área al sur de Granada. Tienen mecanismos predominantemente normales, algunos con componente dextral.

Una de las conclusiones más importantes a las que llegan Bufoin et al. (2004), es que en el Golfo de Cádiz y en Argelia (áreas A y C), el límite entre las placas Eurasia y África corresponde a un área donde el material es relativamente rígido y los esfuerzos son liberados con la ocurrencia de sismos grandes, mientras que en la zona B el material está más fragmentado, con un gran número de pequeñas fallas y consecuentemente los esfuerzos son liberados a partir de sismos pequeños y moderados. Como consecuencia, el límite de placas no está bien definido en el área B y ésta corresponde más bien a una amplia área donde las deformaciones se manifiestan por la ocurrencia continua de sismos pequeños y solo ocasionalmente, algunos moderados. Sin embargo, grandes eventos sísmicos han ocurrido en esta zona si se considera la sismicidad histórica

(anterior a 1900). Por ejemplo, entre 1829 y 1884 se produjeron al menos dos sismos en el sur de España con magnitudes superiores a 6.

Respecto a la normativa sísmica, se han aplicado a la Bahía de Cádiz distintas versiones desde 1962. La vigente en la actualidad (NCSE02) presenta el mapa de peligrosidad que se muestra en la figura 5.4. Esta norma propone valores de aceleración básica (a_b) entre 0.05 y 0.07 (valores como fracción de la gravedad g) para los seis municipios considerados en este estudio, para un periodo de retorno cercano a los 500 años. El coeficiente de contribución K , que toma en cuenta los distintos tipos de terremotos esperados en la zona según los análisis de peligrosidad, es igual a 1.3. Este es el mayor de España junto con algunas zonas de Extremadura (NCSE02), debido precisamente a la existencia de grandes terremotos en el área Azores-Gibraltar.

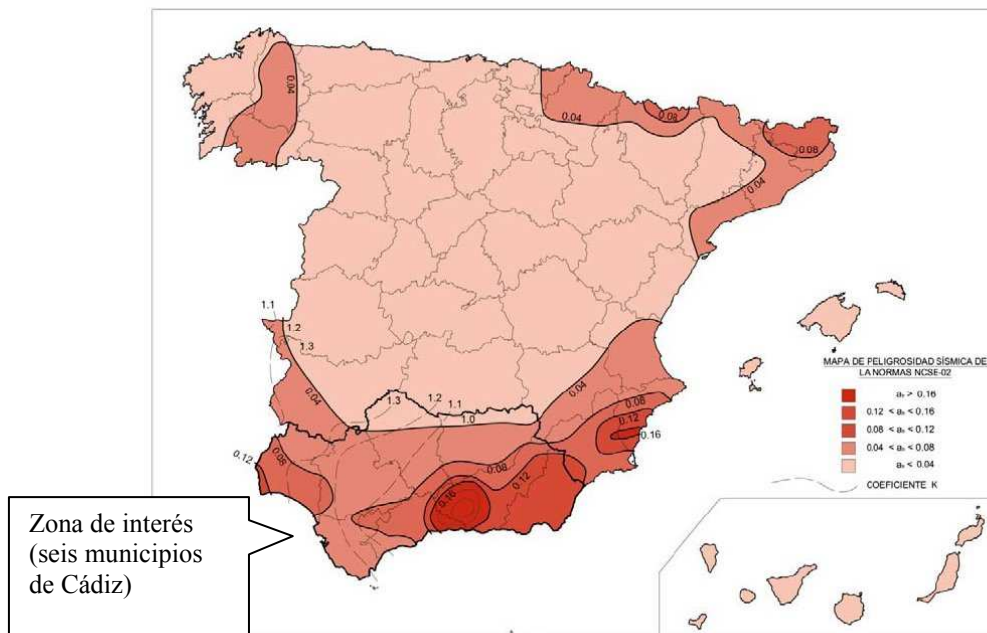


Figura 5.4. Mapa de peligrosidad sísmica de España según la norma NCSE02.

5.3 Características geológicas de los suelos predominantes en la Bahía de Cádiz

Se dispone de la información de los mapas geológicos 1: 50 000 del IGME. Según la hoja geológica No. 1061, que incluye tres de los seis municipios en estudio (Rota, El Puerto de Santa María y parte de Puerto Real), esta zona comprende poca o muy poca tierra firme, apenas 121 km² de los 550 km² que abarca esta hoja. Se sitúa en el tramo de costa que se extiende entre las desembocaduras del río Guadalquivir y el Guadalete, correspondiendo a la Bahía de Cádiz, de posible origen tectónico (IGME, 1990).

Se distinguen tres regiones distintas, de acuerdo con el paisaje:

- Una región de colinas suaves, de materiales margosos y arcillosos, donde solo destaca la alineación calcarenítica de la Sierra de San Cristóbal, del Mioceno Superior (con cotas de hasta 100 m) y el vértice Cabezas (71 m). La naturaleza del terreno, junto con las condiciones climáticas, han dado lugar a la creación de potentes suelos en el transcurso del Cuaternario, que cubren gran parte de las formaciones geológicas, haciendo casi imposible su clasificación. De acuerdo con los cultivos, es fácil identificar los tipos de suelos predominantes. Así, el cultivo de viñas está restringido a la zona de “albarizas” (margas blancas diatomíferas), mientras que sobre las arcillas verdosas, más o menos margosas del Subbético, se cultivan los cereales. Estas zonas se ubican al norte de la hoja 1061.
- Hacia el sur y oeste se observa una zona más llana, prácticamente horizontal (entre las cotas 10 y 30 m), constituida por arenas y conglomerados Pilo-Cuaternarios. Un campo de dunas cubre gran parte de los materiales anteriores.
- La tercera región, situada al sureste, corresponde a las llanuras de mareas y a los depósitos asociados a ellas, comprende el estuario del Guadalete y la Bahía de Cádiz. Aquí predominan suelos arcillosos y salitrosos, con juncos, eneas y otros matorrales. Hacia la Bahía de Cádiz, las grandes flechas litorales arenosas que cierran el estuario han sido en parte, repobladas y fijadas, constituyendo el asiento de modernas urbanizaciones ligadas a las playas que dan cara a la Bahía.

De acuerdo con las descripciones litológicas que acompañan los mapas, las litologías que predominan en los centros urbanos de los municipios que están contenidos en la hoja 1061 son:

- Rota: conglomerados y areniscas ricas en ostras y Pectínidos, popularmente llamada “piedra ostionera” intermedia, con erosión, hacia el oeste: bancal de oleaje de litología no determinada y arenas y gravas biogénicas.
- El Puerto de Santa María: conglomerados y areniscas ricas en ostras; arenas y conchas al este.
- Cádiz: conglomerados cementados con ostras y Pectínidos (facies ostionera, “piedra ostionera”; arenas y gravas biogénicas al sureste.

La hoja No. 1068 que incluye el municipio de San Fernando, muestra una región de relieve bajo, cuya máxima elevación la constituye el cerro de los Mártires, con una altitud de 29 msnm.

Es de destacar en esta hoja, el amplio desarrollo de marismas en las que predomina un ambiente mixto marino-salobre.

Las litologías que predominan en el centro urbano de San Fernando son: conglomerado cementado con conchas, conocido también como “pierda ostionera” (nivel marino), donde se ubica la mayor parte del municipio conocido como “la isla”, arenas y gravas biogénicas al norte y oeste y margas blancas en el cerro de los Mártires.

La hoja 1069 incluye el municipio de Chiclana de la Frontera, así como las zonas costeras de La Barrosa y Nuevo Sancti Petri, donde se desarrollan importantes complejos hoteleros y urbanísticos. También se trata de una región de relieve bajo.

En el centro urbano de Chiclana predominan las siguientes litologías: limos y arcillas a ambos márgenes del río Iro que atraviesa la ciudad, calizas y margas blancas al sur del centro urbano y arenas y cantos (glacis de cobertera), hacia el norte.

En la zona costera predominan arenas y conchas a lo largo de una línea que define el litoral (playa), luego arenas (dunas móviles), y seguidamente arenas y cantos (glacis de cobertera) y arenas amarillas y biocalcareniticas hacia el sur de la costa.

Debido al bajo relieve que predomina en casi todas las zonas en estudio, son poco importantes los fenómenos de amplificación asociados a efectos topográficos.

La figura 5.5 muestra el mapa geológico de la región de interés en escala 1: 200 000 tomado del IGME (www.igme.es)

5.4 Daños e intensidades macrosísmicas más importantes observadas en la zona en estudio

El terremoto documentado que ha provocado los mayores daños en la Bahía de Cádiz ocurrió el 1 de noviembre de 1755, también denominado “Terremoto de Lisboa”, que ya fue mencionado. Se le asocia una intensidad máxima de X grados y una magnitud aproximada de 8.5, ocasionando alrededor de 1300 muertes en España (Martínez-Solares & Mezcuá, 2002).

Entre los daños observados en los municipios en estudio, Martínez-Solares (2001) menciona que en Cádiz el terremoto causó la caída de tejas y de algunos tejados, se agrietaron las paredes de varias casas, hubo algunos muertos y provocó que algunas casas quedaran en ruinas. En ese mismo municipio se produjo la caída de la cruz de la torre de una iglesia.

En El Puerto de Santa María se reportaron daños en la iglesia principal y muchas casas dañadas, lo que obligó a derribar varias de ellas.

En Chiclana y Rota no hubo personas lastimadas, aunque fue necesario eliminar casas antiguas y de calidad constructiva deficiente, debido a los serios daños que sufrieron.

Tanto en Puerto Real como en San Fernando el terremoto fue sentido pero no se encontraron evidencias de daños.

Cabe destacar que el autor menciona que en muchos casos fue difícil separar los daños debidos al terremoto y de los producidos por el tsunami que lo precedió.

Un mapa general de las intensidades asignadas dentro del territorio español se muestra en la figura 5.6, en el que se observa que en la Bahía y en el Golfo de Cádiz las isosistas tienen los valores más altos respecto al resto del país.

La tabla 5.2 muestra las intensidades asignadas según Martínez-Solares & Mezcua (2002) a cada municipio debido al terremoto de 1755. Se incluye además una columna con las intensidades obtenidas a partir de la Norma de Construcción Sismorresistente de España (NCSE02), con base en correlaciones entre intensidad y aceleración, datos que fueron proporcionados por J. Irizarry (2010, comunicación personal).

Al comparar en la tabla 5.2 las intensidades obtenidas a partir de la NCSE02 con las dadas por Martínez-Solares & Mezcua (2002), se observa que en general estas últimas son inferiores o cuando mucho iguales a las de la norma, aún cuando las intensidades observadas incluyen los efectos de sitio y las obtenidas con base en la NCSE02 corresponden a un suelo medio, lo que permite concluir que desde el punto de vista de intensidades, la norma cubre a lo observado para el terremoto de 1755. El caso más crítico corresponde a El Puerto de Santa María, ya que por medio de ambas formas se obtuvo una intensidad de VII.

Tabla 5.2. Comparación entre intensidades asignadas por Martínez & Mezcua (2002) para el terremoto de 1755 y por J. Irizarry (2010, comunicación personal) a partir de la NCSE02.

Municipio	Intensidad según Martínez-Solares & Mezcua (2002), del terremoto de 1755	Intensidad según la norma NCSE02
Chiclana	VI	VI – VII
San Fernando	IV	VII
Cádiz	VI – VII	VII
Puerto Real	V	VII
El Puerto de Santa María	VII	VII
Rota	V - VI	VII

LEYENDA

PLATAFORMA SUBBETICA

CUATERNARIO	HOLOCENO			
	43	42	41	40
PLEISTOCENO	PLEISTOCENO			
	39	38	37	36

TERCIARIO	PLEISTOCENO	PLEISTOCENO	
		21	22
TERCIARIO	MIOCENO	MIOCENO	
		19	18
TERCIARIO	MIOCENO	MIOCENO	
		17	16
TERCIARIO	MIOCENO	MIOCENO	
		15	14
TERCIARIO	MIOCENO	MIOCENO	
		13	12

CRETACICO	PALEOCENO	PALEOCENO	
		11	10
CRETACICO	PALEOCENO	PALEOCENO	
		9	8
CRETACICO	PALEOCENO	PALEOCENO	
		7	6
CRETACICO	PALEOCENO	PALEOCENO	
		5	4
CRETACICO	PALEOCENO	PALEOCENO	
		3	2

JURASICO	PALEOCENO	PALEOCENO	
		1	0
JURASICO	PALEOCENO	PALEOCENO	
		0	0
JURASICO	PALEOCENO	PALEOCENO	
		0	0
JURASICO	PALEOCENO	PALEOCENO	
		0	0

CRETACICO	PALEOCENO	PALEOCENO	
		0	0
CRETACICO	PALEOCENO	PALEOCENO	
		0	0
CRETACICO	PALEOCENO	PALEOCENO	
		0	0
CRETACICO	PALEOCENO	PALEOCENO	
		0	0

- 43 Playas
- 42 Dunas actuales
- 41 Gravas, arenas, arcillas y limos. (Fondo de valle)
- 40 Gravas, arenas y arcillas. (Llanura de inundación)
- 39 Arenas y conchas. (Flecha litoral)
- 38 Manto eólico
- 37 Arenas, gravas, limos y arcillas. (Marismas)
- 36 Limos, arenas, arcillas. (Relleno de laguna)
- 35 Arcillas, arenas y gravas. (Coluviones)
- 34 Arcillas, arenas y gravas. (Conos de deyección)
- 33 Gravas, cantos y arena. (Terraza fluvial)
- 32 Conglomerados, arenas y areniscas. (Terraza marina)
- 31 Dunas fósiles
- 30 Gravas, cantos y arenas. (Terraza fluvial)
- 29 Conglomerados, arenas y areniscas. (Terraza marina)
- 28 Gravas, cantos y arenas. (Terraza fluvial)
- 27 Conglomerados, arenas y areniscas. (Terraza marina)
- 26 Arenas y arcillas. (Suelos rojos)
- 25 Arenas arcillosas rojas con cantos. (Glacis)
- 24 Arcillas, bloques y cantos. (Depósitos de soliflucción)
- 23 Conglomerados, areniscas y margas. (Arenas rojas)
- 22 Calizas pulverulentas lacustres.
- 21 Conglomerados con "Ostreas" y "Pectínidos"
- 20 Arenas amarillas y biocalcarentitas
- 19 Biocalcarentitas
- 18 Conglomerados y brochas calcáreas
- 17 Margas y biocalcarentitas
- 16 Margas azules
- 15 Margas blancas silíceas. (Moronitas)
- 14 Arcillas versicolores
- 13 Margas, calcarenitas y arcillas
- 12 Calizas y margas. (Capas rojas)
- 11 Margas verdes y margocalizas
- 10 Calizas nodulosas y margas blancas
- 09 Dolomías y calizas
- 08 Ofitas
- 07 Dolomías tableadas negras
- 06 Arcillas, yesos, areniscas y dolomías
- 05 Areniscas silíceas. (Aljibe)
- 04 Calcarenitas margosas y arcillas rojas. (Benaiza)
- 03 Calizas bioclasticas y margas
- 02 Calizas arenosas y arcillas
- 01 Calizas, margas y arcillas (Almarchal)

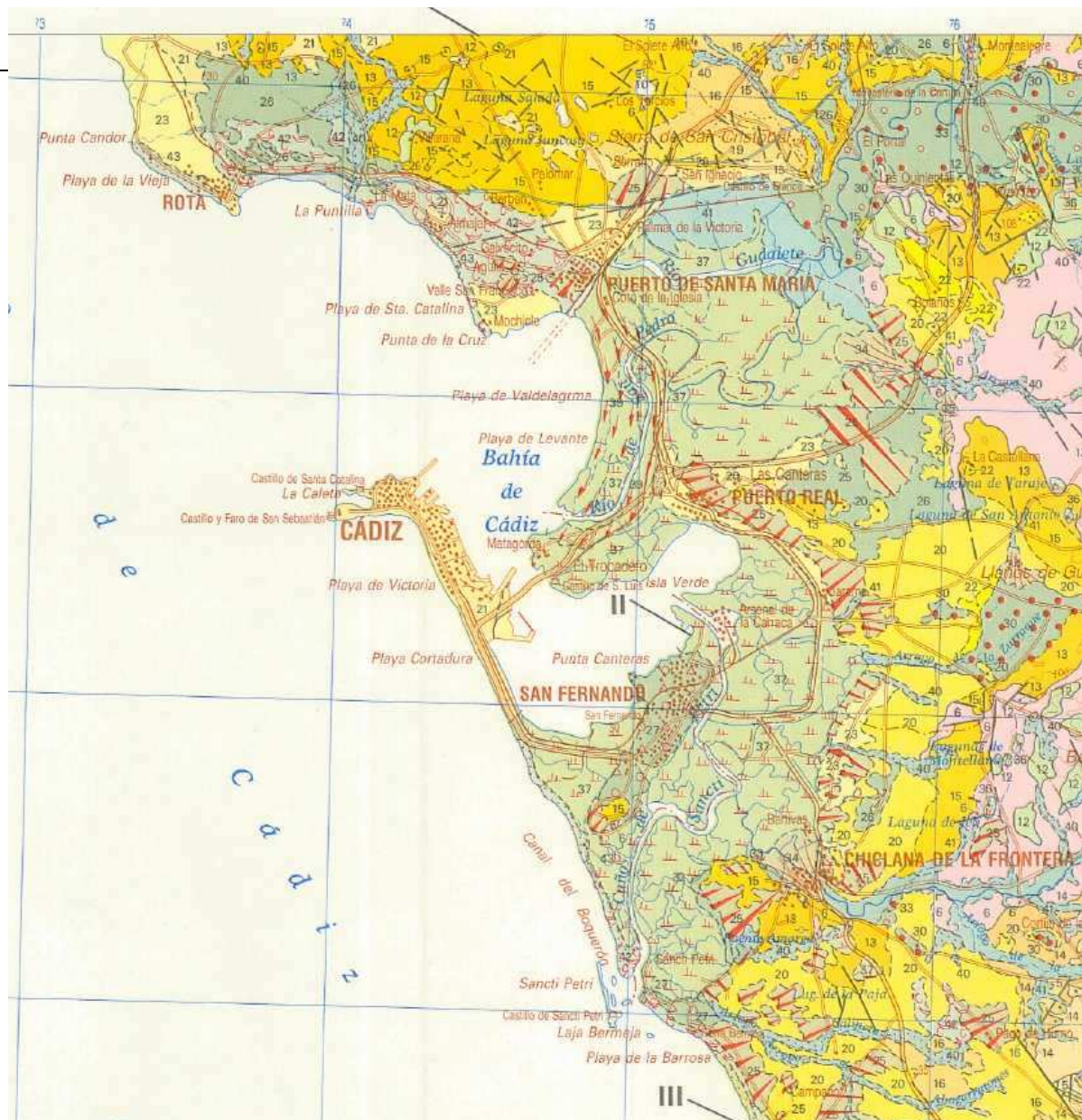


Figura 5.5. Mapa geológico de la región de interés en escala 1: 200 000, tomado del IGME.

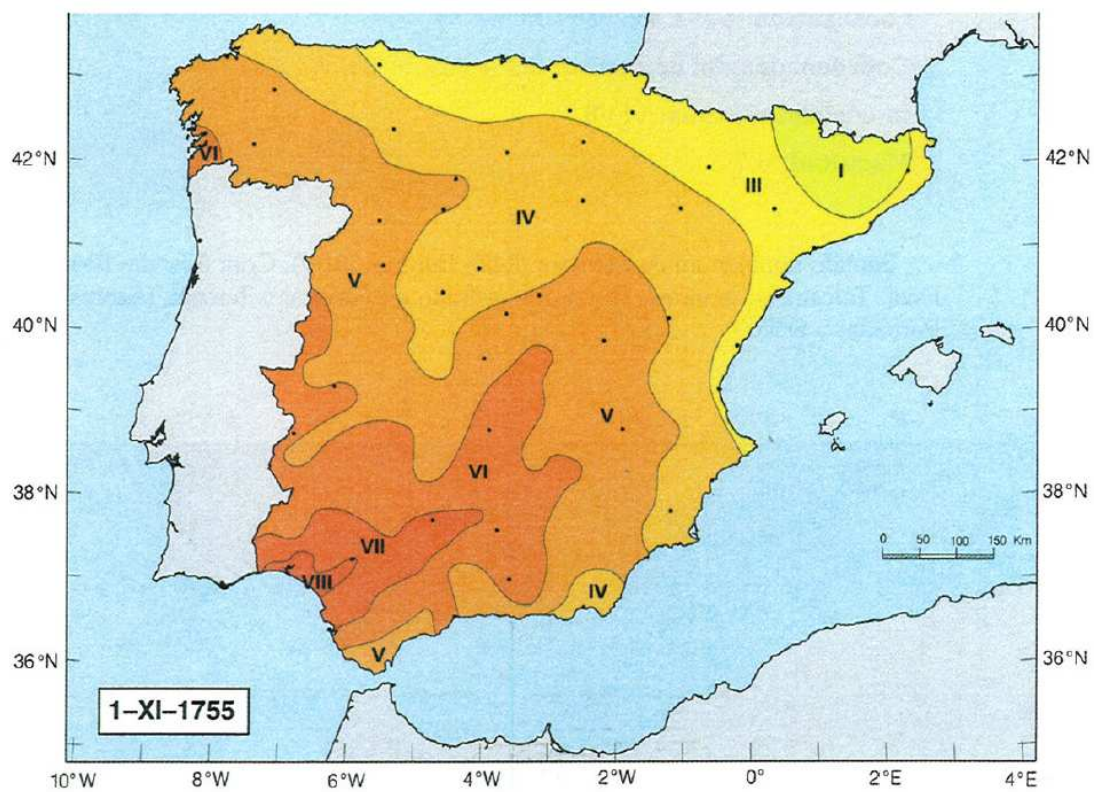


Figura 5.6. Mapa de isosistas del terremoto de 1755 según Martínez-Solares & Mezcua (2002).

Capítulo 6. Marco teórico y metodológico

La evaluación de los efectos de sitio asociados a las condiciones geológicas y geotécnicas del subsuelo representan una parte muy importante de los estudios de riesgo sísmico, debido a que por medio de ellos se evidencian modificaciones significativas que pueden sufrir las ondas sísmicas al propagarse por las distintas capas de suelo que yacen sobre el basamento hasta llegar a la superficie, donde se desarrollan la mayor parte de las actividades del hombre.

En términos generales, las capas de espesor considerable de suelo blando (depósitos no consolidados) tienden a amplificar selectivamente determinadas frecuencias de las ondas sísmicas y a desamplificar otras. Se suelen producir también aumentos en la duración del movimiento y en el valor pico de aceleración, lo que puede traer como consecuencia efectos destructivos en las edificaciones ubicadas en la superficie, como lo ocurrido a raíz del terremoto producido en las costas de Michoacán, México en 1985 y las consecuencias observadas en la Ciudad de México (Sauter, 1989).

Los estudios orientados a la identificación de estos efectos son muy importantes además, para lograr diseños sismorresistentes cada vez más eficientes y para el establecimiento de criterios que permitan mejorar la planificación del territorio.

Existen numerosas técnicas para evaluar estos efectos, generalmente clasificadas como empíricas y numéricas (Roca et al., 2006). En este estudio se pretenden aplicar dos técnicas empíricas (H/V y *arrays*) y una numérica (Shake), que serán descritas en los siguientes apartados.

A partir de la aplicación de estas técnicas, es posible calcular los acelerogramas que contienen los efectos de amplificación en la superficie en los sitios donde se determine la presencia de este fenómeno. Se aplicará además la correlación entre la Intensidad de Arias y la intensidad macrosísmica para completar la caracterización de los efectos de sitio y con base en esto se realizará la microzonificación sísmica de la zona en estudio, en el capítulo siguiente.

6.1 Técnica de la razón espectral H/V de registros de ruido ambiente

Propuesto por Nakamura (1989), este método ha probado ser útil para la identificación del periodo predominante de depósitos de suelo, siempre y cuando existan estudios previos de la geología local, así como sondeos geotécnicos y geofísicos que permitan aplicar otras técnicas en forma paralela, de manera que los resultados puedan ser comparados y contrastados, debido a que la técnica no siempre produce resultados fiables.

Consiste en la determinación de los espectros de Fourier de las componentes horizontales y de la vertical de registros de vibraciones ambientales, obtenidos con un velocímetro o un acelerógrafo triaxial. A partir de ellos se obtiene la razón H/V (cociente espectral), que es considerado por el autor como la función de transferencia aproximada de los estratos del suelo presente sobre el basamento. Al contarse con dos componentes horizontales, H suele ser calculado como el promedio de los espectros en el plano horizontal.

Las vibraciones ambientales (o ruido como lo denominan algunos autores) tienen dos orígenes: natural y humano. La tabla 6.1 muestra la diferenciación entre estos dos tipos y que representa el consenso al que llegó el grupo del proyecto SESAME (*Site effects using ambient excitations*, EC-RGD, project No. EVG1-CT-2000-00026S SESAME), quienes se han dedicado durante varios años al estudio y utilización de este tipo de mediciones.

Tabla 6.1. Diferenciación de las vibraciones ambientales según Bard et al. (2004).

Origen	Natural	Humano
Nombre	Microsismos	Microtemblores (microtemblores)
Frecuencia que predomina en la vibración (aprox.)	0.1 Hz a 1 Hz (baja frecuencia)	1 Hz a 10 Hz (alta frecuencia)
Fuente	Oceánico y condiciones atmosféricas (frecuencia muy baja)	Tráfico, industria
Onda incidente	Ondas superficiales (fuentes lejanas)	Ondas superficiales + ondas internas (fuente cercana)
Variación en amplitud	Relacionada con ondas oceánicas	Día/noche, semana/fin de semana
Rayleigh/Love	Predominante Rayleigh	Amplitud comparable, Love con un poco más de energía
Modo fundamental/modos superiores	Principalmente fundamental	Posibilidad de modos más altos en frecuencias altas (al menos en el caso de dos capas)

Desde el punto de vista de justificación, el método H/V parte de que las vibraciones ambientales están compuestas por varios tipos de ondas y considera que estas son similares horizontal y verticalmente en el basamento. Las vibraciones son amplificadas por las distintas capas del suelo, sufriendo las componentes horizontales multirreflexiones de la onda S, por lo que se ven amplificadas mientras que la componente vertical sufre un fenómeno semejante pero para la onda P. La figura 6.1. muestra la terminología que se emplea en la deducción del método.

La función de transferencia de los estratos superficiales es:

$$S_T = S_{HS} / S_{HB} \quad \text{Ecuación 6.1}$$

Nakamura (1989) asume que el movimiento vertical no se ve amplificado por las capas superficiales. Propone además el siguiente término:

$$E_S = S_{VS} / S_{VB} \quad \text{Ecuación 6.2}$$

que representa el efecto de la onda Rayleigh en el movimiento vertical. Si no hay ondas Rayleigh, $E_S = 1$; si aumenta el efecto de estas ondas, E_S se vuelve mayor que uno.

El cociente $S_{TT} = S_T / E_S$ es considerado como una función de transferencia más confiable, ya que se ha logrado eliminar el efecto de las ondas Rayleigh.

$$S_{TT} = S_T / E_S = (S_{HS}/S_{HB})/(S_{VS}/S_{VB}) = (S_{HS} \cdot S_{VB})/(S_{HB} \cdot S_{VS}) = (S_{HS}/S_{VS})/(S_{HB}/S_{VB}) = R_S/R_B$$

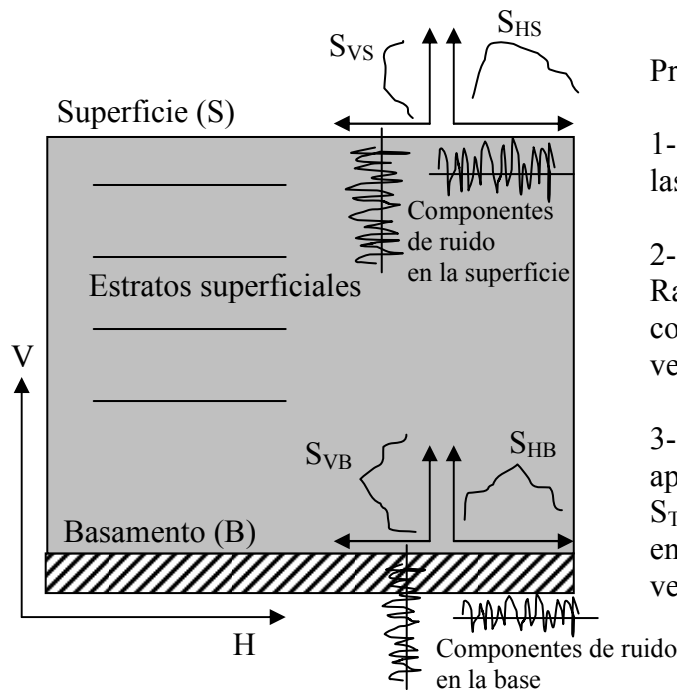
Donde:

R_S representa la división de los espectros H y V en superficie (S).

R_B representa la división de los espectros H y V en el basamento (B).

R_B es aproximadamente igual a la unidad para un rango amplio de frecuencias, cosa que se puede probar a partir de registros obtenidos en el basamento.

Siendo así, $S_{TT} = R_S = S_{HS}/S_{VS}$ representa la función de transferencia buscada. Esto significa que el movimiento vertical en superficie contiene las características del movimiento horizontal en el basamento.



Premisas:

- 1- Se tienen en cuenta los efectos de las ondas Rayleigh.
- 2- Los efectos de las ondas Rayleigh son iguales en la componente horizontal y en la vertical. De ahí se establece S_{TT} .
- 3- Como S_{HB}/S_{VB} es aproximadamente igual a la unidad, S_{TT} se obtiene de la razón espectral entre la componente horizontal y la vertical.

Figura 6.1. Esquema a partir del cual se deduce la técnica de Nakamura.

De acuerdo con la puesta en práctica de la técnica, se ha observado que la estimación decae cuando existe un ruido coincidente con la frecuencia predominante de la función de transferencia asociada.

Por otro lado, muchos autores sostienen que el método está basado en algunas suposiciones y que requiere comprobaciones de campo. Por ejemplo, Kudo (1995) plantea que la segunda premisa indicada en la figura 6.1 no es válida porque la composición de las vibraciones no puede ser expresada como una convolución de ondas internas y superficiales, sino que son generalmente una suma de estos dos tipos de ondas; entonces S_T/E_S no genera ninguna compensación de ondas Rayleigh.

La tercera suposición es únicamente válida si en las vibraciones ambientales predominan ondas Rayleigh y su elipticidad es casi vertical, pero generalmente esto sucede en medios estratificados donde hay un contraste significativo entre las impedancias del medio estratificado y del basamento; por lo tanto, es una hipótesis no siempre válida (Ver apéndice 2, donde se hace una breve descripción de las ondas superficiales y de la elipticidad de ondas Rayleigh, entre otros aspectos).

En resumen, a pesar de la ausencia de justificaciones teóricas convincentes, la técnica funciona de manera experimental y su uso es muy extendido. De todos modos, es importante aplicar otros métodos que complementen los resultados obtenidos.

6.2 Técnica de arrays para la determinación de los espesores de capas y velocidades de ondas cortantes.

El uso de sensores colocados en serie, llamados *arrays* en adelante, ha resultado ser un atractivo método empírico para la determinación de las velocidades V_s y los espesores de los estratos a partir de mediciones de ruido hechas “in situ”.

La principal razón del éxito que este método ha tenido dentro de la comunidad científica, se justifica en que su aplicación práctica es relativamente sencilla, sobretodo porque utiliza fuentes pasivas que son las vibraciones ambientales, por lo que no es invasor ni destructivo. A partir de él es posible identificar algunas características de las capas sedimentarias (espesor y velocidad de onda cortante) a un costo bastante inferior respecto a otros métodos como el *borehole* o el *crosshole*.

El método asume primeramente que las vibraciones ambientales están compuestas en forma mayoritaria por ondas superficiales y que la estructura del subsuelo está formada por estratos horizontales.

En medios unidimensionales y heterogéneos, las ondas superficiales son dispersivas, por lo que muestran variaciones de velocidad aparente según la frecuencia. Los modos de ondas Love (SH) y Rayleigh (P-SV) coexisten en las componentes horizontales, mientras que las verticales son afectadas únicamente por ondas superficiales Rayleigh (Wathelet et al., 2007).

El procesamiento de los datos para obtener los perfiles de V_s a partir de las mediciones en serie del ruido se divide en dos pasos principales:

a- Derivación de la curva espectral característica de propagación de ondas (llamada también curva de dispersión o curva de autocorrelación). La principal justificación para usar vibraciones ambientales se basa en que ellas están predominantemente compuestas por ondas superficiales (ver apéndice 2), lo que permite tomar ventaja de sus propiedades de dispersión. La velocidad de las ondas que viajan a una determinada frecuencia es derivada del procesamiento de registros del movimiento del suelo, simultáneamente en varias estaciones.

b- Inversión de la curva obtenida en a) para obtener la estructura del suelo. En estos métodos, la resolución en profundidad está intrínsecamente relacionada con las

amplitudes espectrales del campo de ondas, así como con la capacidad y colocación de los sensores.

Para obtener a) se plantean tres posibilidades (ver descripción más detallada de estos métodos en apéndice 3 de esta memoria):

- El método de número de onda vs. frecuencia, conocido como FK, asume que las ondas planas atraviesan el *array* que se ubica en la superficie del suelo. Considerando una onda de frecuencia f con una dirección de propagación y una velocidad conocidas (o los números de onda equivalentes k_x y k_y a lo largo de los ejes horizontales X y Y), los tiempos de arribo son calculados en todos los sensores según su ubicación y las fases de los registros son cambiadas según los tiempos de retardo. La respuesta del *array* es calculada sumando las señales transformadas al dominio de la frecuencia. Si las ondas viajan con velocidad y dirección específicas, todas las contribuciones se acumularán constructivamente, resultando un *array* de gran salida o respuesta. La localización de esta máxima salida en el plano k_x y k_y (conocida también como *beam power*), provee una estimación de la velocidad y del azimut de las ondas que viajan a través del *array*.
- El método de alta resolución del número de onda vs. frecuencia, mejora al anterior al añadir factores de peso a la contribución de cada sensor en el cálculo de la respuesta del *array*. Esto se hace con el objetivo de minimizar la energía que portan los números de onda que difieren del que se está considerando.
- El método de la autocorrelación espacial (SPAC) representa otra posibilidad para analizar las señales registradas, el cual asume la distribución de las fuentes en el campo de ondas del ruido como aleatoria, tanto en el tiempo como en el espacio. En el caso de una onda dispersiva, se ha demostrado que las razones de autocorrelación son función de la fase de las velocidades y de la apertura del *array*. Este método aprovecha entonces la distribución aleatoria de las fuentes para relacionar las razones de autocorrelación con las velocidades de fase.

Para realizar b) el método que permite determinar los perfiles de Vs consiste en invertir las curvas espectrales, ya sean de dispersión o de autocorrelación, obtenidas en a). Las dos técnicas de número de onda vs. frecuencia proveen la curva de dispersión aparente la cual puede ser invertida usando el algoritmo clásico linearizado, o bien una técnica directa de búsqueda como el algoritmo “del vecino”, métodos iterativos o redes neuronales (Wathelet, 2007).

En esta investigación se usarán los algoritmos del programa Geopsy (*Geophysical signal database for noise array processing*, www.geopsy.org), que fue programado en C++ por Marc Wathelet (LGIT, Grenoble, Francia), como uno de los resultados finales del grupo de trabajo del proyecto SESAME. En este caso se trabaja con la versión 2.2.6.

6.3 Modelado unidimensional de la respuesta sísmica del suelo

Dentro de los métodos numéricos que existen para la determinación de la función de transferencia en un perfil de suelos, se encuentra el programa Shake (Figueras, 1994), que será el utilizado en esta investigación para calcular la respuesta unidimensional de la columna del suelo.

Para obtener la respuesta de un depósito de suelo ubicado sobre un manto rocoso, el programa Shake sigue el procedimiento que se describe a continuación:

El sismo de entrada en el basamento rocoso seleccionado previamente, ya sea con base en las normas sísmicas o con registros reales, se expresa en el dominio de la frecuencia como una serie de Fourier utilizando la transformada rápida de Fourier (FFT). Se tendrán entonces varias componentes armónicas de frecuencias distintas.

Se define la función de transferencia teórica del suelo con base en los parámetros: ρ (densidad), h (espesor), G (módulo de rigidez al corte), ξ (amortiguamiento) de cada estrato que se le deben proporcionar al programa, como datos de entrada. Estos datos se pueden obtener con la aplicación de técnicas de prospección geofísica y ensayos dinámicos de laboratorio, o bien a partir de valores deducidos para otros lugares con características semejantes al emplazamiento de interés.

Se utiliza la ecuación de onda para propagar el registro de entrada a través de las distintas capas de la columna de suelo hasta la superficie. La función de transferencia del suelo se obtiene a partir de la relación entre el movimiento en la superficie y el registro de entrada en roca.

Como la teoría de las funciones de transferencia y el uso de series de Fourier corresponde a un caso lineal, se deben utilizar parámetros equivalentes que aproximen el comportamiento inelástico real. La primera iteración se hace para una deformación cortante unitaria γ inicial de $10^{-5} \%$. Se deben realizar iteraciones sucesivas utilizando una deformación efectiva igual a un porcentaje de la deformación máxima obtenida en la iteración anterior y así sucesivamente hasta lograr que las deformaciones efectivas entre dos iteraciones sucesivas sean aproximadamente iguales (convergencia del método).

Se utiliza una FFT inversa para expresar la respuesta del depósito de suelo en el dominio del tiempo, que corresponde al acelerograma modelado en la superficie.

El uso de una deformación efectiva (γ_{ef}) se debe a que las curvas de degradación del módulo G con las deformaciones se han derivado para señales armónicas cuya amplitud es constante a todo lo largo de la señal, por lo que inducen mayores deformaciones que una señal sísmica para la cual la amplitud no es constante y la aceleración pico es alcanzada sólo en un punto. Se ha encontrado empíricamente que la deformación efectiva (γ_{ef}) es alrededor de un 65% de la deformación máxima ($\gamma_{m\acute{a}x}$).

La figura 6.2 muestra un diagrama de flujo de la forma en que opera el programa Shake hasta lograr la convergencia.

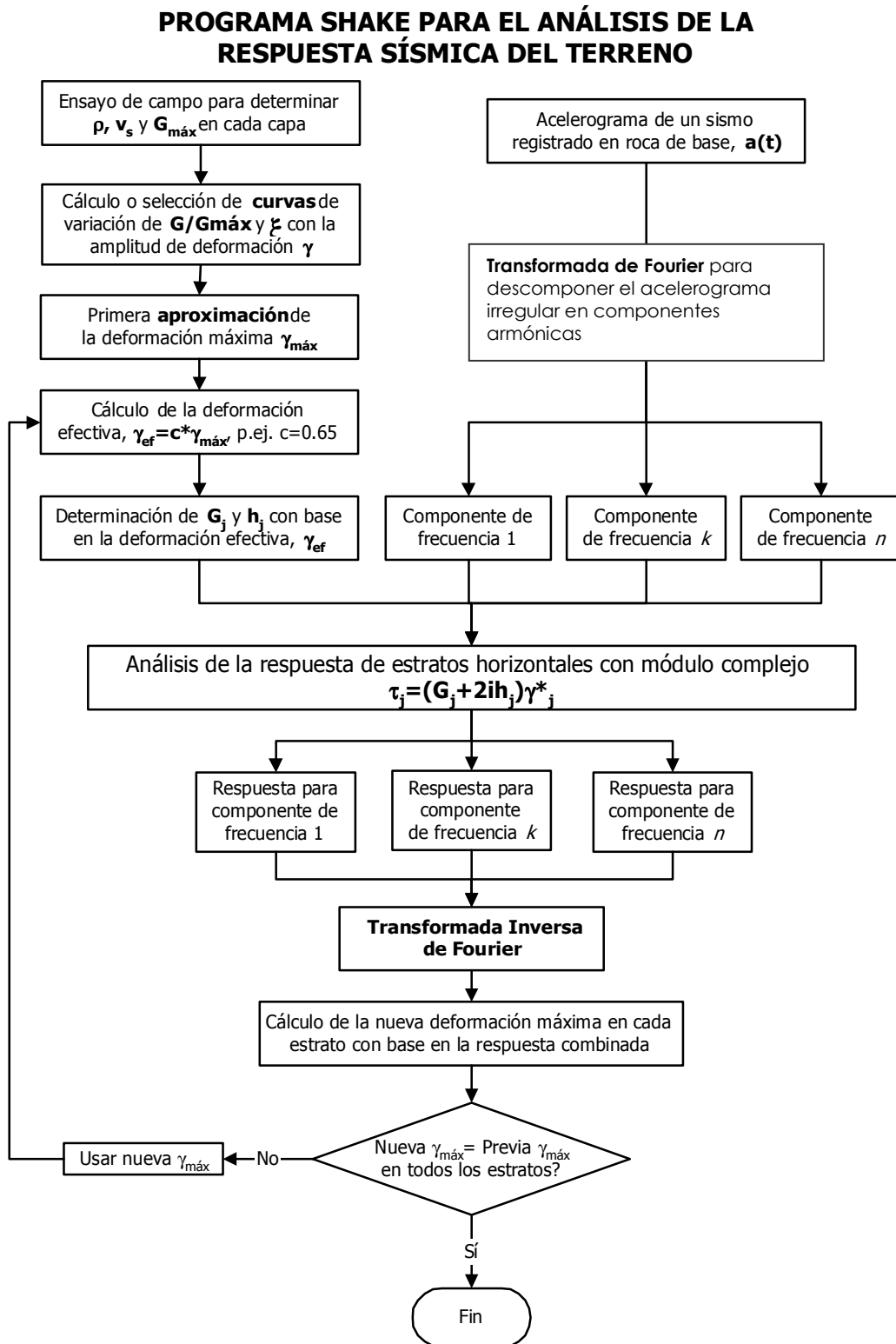


Figura 6.2. Diagrama de flujo que muestra la forma en que opera el programa Shake (Vargas, 1999).

6.4 Correlación entre la Intensidad de Arias con la Intensidad Macrosísmica para caracterizar los efectos de sitio

Una vez determinados los acelerogramas en superficie a partir de métodos numéricos para los emplazamientos donde se considere la presencia de amplificación de las ondas sísmicas, es posible estimar la Intensidad de Arias (IA), siguiendo su definición (Arias,1970).

$$I_A = \frac{\pi}{2g} \int_0^{t_0} \ddot{u}_g^2(\tau) d\tau$$

Ecuación 6.3

Donde τ es una variable temporal, \ddot{u}_g es la aceleración del suelo durante el movimiento sísmico y t_0 es la duración total del movimiento, cuya definición queda supeditada a la duración de la fase fuerte, a la total del registro acelerográfico o al criterio del investigador.

En vista de que la intensidad macrosísmica indica la fuerza con la que actúa un sismo en un sitio específico y contiene implícitamente los efectos de sitio, se han propuesto correlaciones entre ella y la IA, obteniéndose esta última a partir de la ecuación 6.3.

Una correlación empírica obtenida para el Mediterráneo por Cabañas et al. (1997) es la siguiente:

$$\ln(IA) = 1.5 * IL - 6.42$$

Ecuación 6.4

Donde IA representa la intensidad de Arias y IL intensidad macrosísmica.

El incremento de la intensidad ΔI_i representativo de la columna de suelo se puede obtener a partir del cociente entre las IA estimadas para el suelo (IA_S) y para la roca (IA_R), según la siguiente expresión:

$$\Delta I_i = 0.66 * \ln(IA_S / IA_R)$$

Ecuación 6.5

De esta manera, se logra caracterizar la amplificación en términos de los incrementos de la intensidad macrosísmica respecto a la roca de referencia y así se evidenciarán los efectos de sitio (Macau et al., 2007).

Capítulo 7. Caracterización de la respuesta sísmica local y microzonificación sísmica de la Bahía de Cádiz

En la primera parte de este capítulo, se presenta la recopilación de datos geotécnicos y geológicos requeridos para la identificación preliminar de los sitios con efectos de sitio potenciales. Seguidamente, los resultados de la aplicación de la técnica H/V son discutidos para los seis municipios considerados y se comparan además con mapas que contienen la geología superficial simplificada. Se obtienen las curvas de dispersión y de autocorrelación generadas con el uso del método de *arrays* (técnicas FK y SPAC) y los perfiles de suelo creados a partir de la inversión de estas curvas. Se crean perfiles definitivos obtenidos con base en los resultados de los *arrays* y las pruebas SPT disponibles.

En la siguiente parte, se seleccionan escenarios específicos con base en la Norma de Construcción Sismorresistente (NCSE02) y con ellos y a la técnica numérica descrita en el capítulo anterior (programa Shake), se obtienen los acelerogramas en superficie para todas las columnas de suelo seleccionadas. Seguidamente, se obtienen espectros de respuesta en superficie que son comparados con los espectros de diseño contenidos en la norma mencionada, así como con el Eurocódigo (EC-8, 2001). Es importante resaltar que los resultados obtenidos en esta etapa obedecen específicamente a los escenarios seleccionados con base en la norma NCSE02 y no pretenden ser generalizados para otras acciones sísmicas específicas, que hayan ocurrido o puedan suceder en el futuro.

Finalmente, se procede a realizar la microzonificación sísmica a partir de la estimación de las amplificaciones del movimiento del suelo con base en los incrementos de las intensidades macrosísmicas, calculadas a partir de correlaciones entre ellas y las Intensidades de Arias estimadas para los acelerogramas en roca y los de superficie, obtenidos con la técnica numérica empleada. Esto es presentado por medio de mapas, como resultado final de esta investigación. Estos resultados serán un insumo para el proyecto RISTE, con los cuales se hará el estudio de vulnerabilidad sísmica de la Bahía de Cádiz.

7.1 Recopilación de la información geotécnica y geológica

Se hizo la revisión de los mapas geológicos de la zona de estudio, específicamente de las hojas: 1061, 1062, 1068 y 1069 del IGME (1990). Con las descripciones litológicas, se creó un mapa de geología local simplificado, siguiendo el procedimiento propuesto por Fleta et al. (1998), que permite clasificar los suelos de distintas litologías en cuatro categorías, según se indica en la tabla 7.1.

Tabla 7.1. Clasificación de suelos simplificada según Fleta et al. (1998).

Clase del sitio	Descripción según Fleta et al. (1998)	Clasificación equivalente según Bard et al. (1995)
Roca	Rocas paleozoicas y mesozoicas, rocas paleógenas consolidadas y rocas volcánicas cuaternarias.	Rocoso, roca no meteorizada y firme, velocidad de onda cortante superior a 800 m/s, características mecánicas muy buenas. Roca fresca.
A	Sedimentos paleógenos, neógenos y cuaternarios con una alta resistencia y grado de consistencia.	Material granular y compacto. Margas y arcillas cohesivas y firmes, velocidades de onda cortante entre 800 y 400 m/s. Características mecánicas de buenas a muy buenas. Arenas y gravas compactas. Arcillas firmes altamente consolidadas.
B	Niveles de evaporación no homogéneos y Cuaternario antiguo.	Roca meteorizada o fracturada, material semi compacto y tiza suave. Velocidad de onda cortante entre 400 y 150 m/s. Características mecánicas promedio. Arenas y gravas relativamente compactadas.
C	Materiales no consolidados con alto contenido orgánico y un nivel freático más superficial.	Material granular no cohesivo, arcillas suaves cohesivas, barro, fango y tizas meteorizadas, velocidades de onda cortante inferiores a 150 m/s, características mecánicas pobres. Arenas, arcillas y gravas suaves.

Con esta clasificación se obtuvo el mapa que se muestra en la figura 7.1. Se observa un predominio de suelos tipo C hacia las zonas costeras. Sin embargo, las cabeceras de los municipios se ubican en suelos tipo A o B por lo que según este mapa, los efectos de amplificación no se prevén significativos debido a la presencia predominante de suelos firmes.

Se visitaron los seis municipios de la Bahía para obtener información geotécnica específica, tal como datos de perforaciones de pozos y de pruebas SPT (*Standard Penetration Testing*). También, se recopiló toda la información geofísica posible, ya sea en los municipios o en empresas privadas.

En vista que los datos geofísicos disponibles no son abundantes, se opta por trabajar con los resultados de las pruebas SPT y las correlaciones que otros autores han propuesto con respecto a la velocidad Vs. Estas son mostradas en la tabla 7.2 y corresponden a una compilación hecha por Coral (2002), para distintos tipos de material.

Tabla 7.2 Correlaciones utilizadas entre NSPT (número de golpes de ensayo SPT) y Vs, según Coral (2002).

Material	Correlación
Gravas aluviales	$V_s = 75.4 * (NSPT)^{0.351}$
Arenas aluviales	$V_s = 72.92 * (NSPT)^{0.3775}$
Arcillo limoso	$V_s = 121.18 * (NSPT)^{0.2979}$
Limos	$V_s = 102.98 * (NSPT)^{0.3438}$
Arcillas	$V_s = 117.23 * (NSPT)^{0.2943}$

La figura 7.2 muestra los resultados de aplicar estas correlaciones a los datos recopilados en la Bahía de Cádiz y cedidos por la empresa Vorsevi S.A., con sede en El Puerto de Santa María.

En esta figura se observa que los perfiles obtenidos de Vs vs. profundidad muestran dispersión para un mismo sitio y el nivel de profundidad que alcanzan es somero, alrededor de 10 metros. Sin embargo, fueron especialmente útiles en los municipios de Cádiz, Puerto Real y San Fernando, donde se pudieron mejorar los resultados obtenidos inicialmente con los *arrays*.

La incorporación de estos resultados para la obtención de los perfiles de velocidad de ondas de cizalla finales, se describe en el apartado 7.2.3.

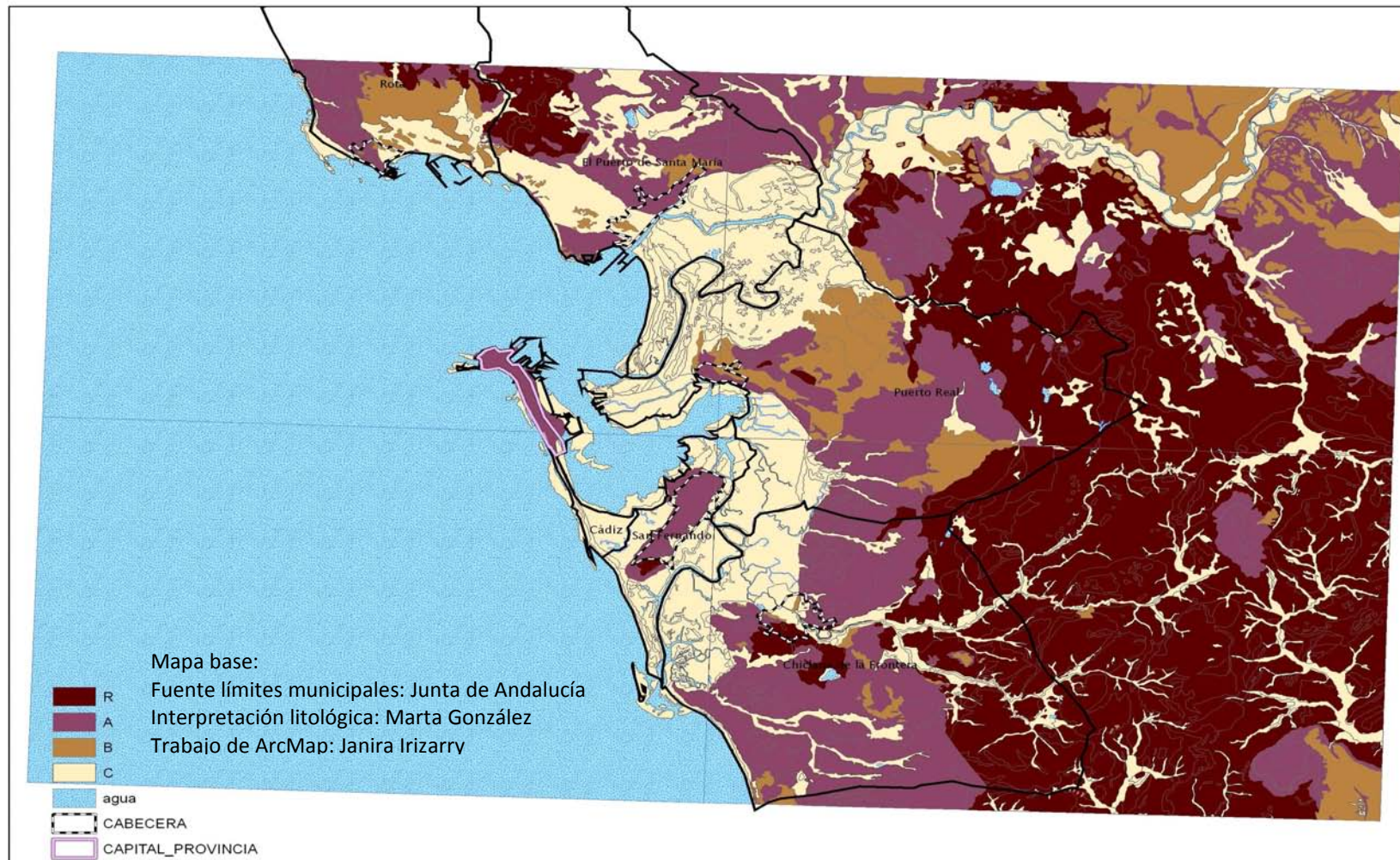


Figura 7.1. Mapa geológico simplificado para la Bahía de Cádiz según la clasificación de Fleta et al. (1998).

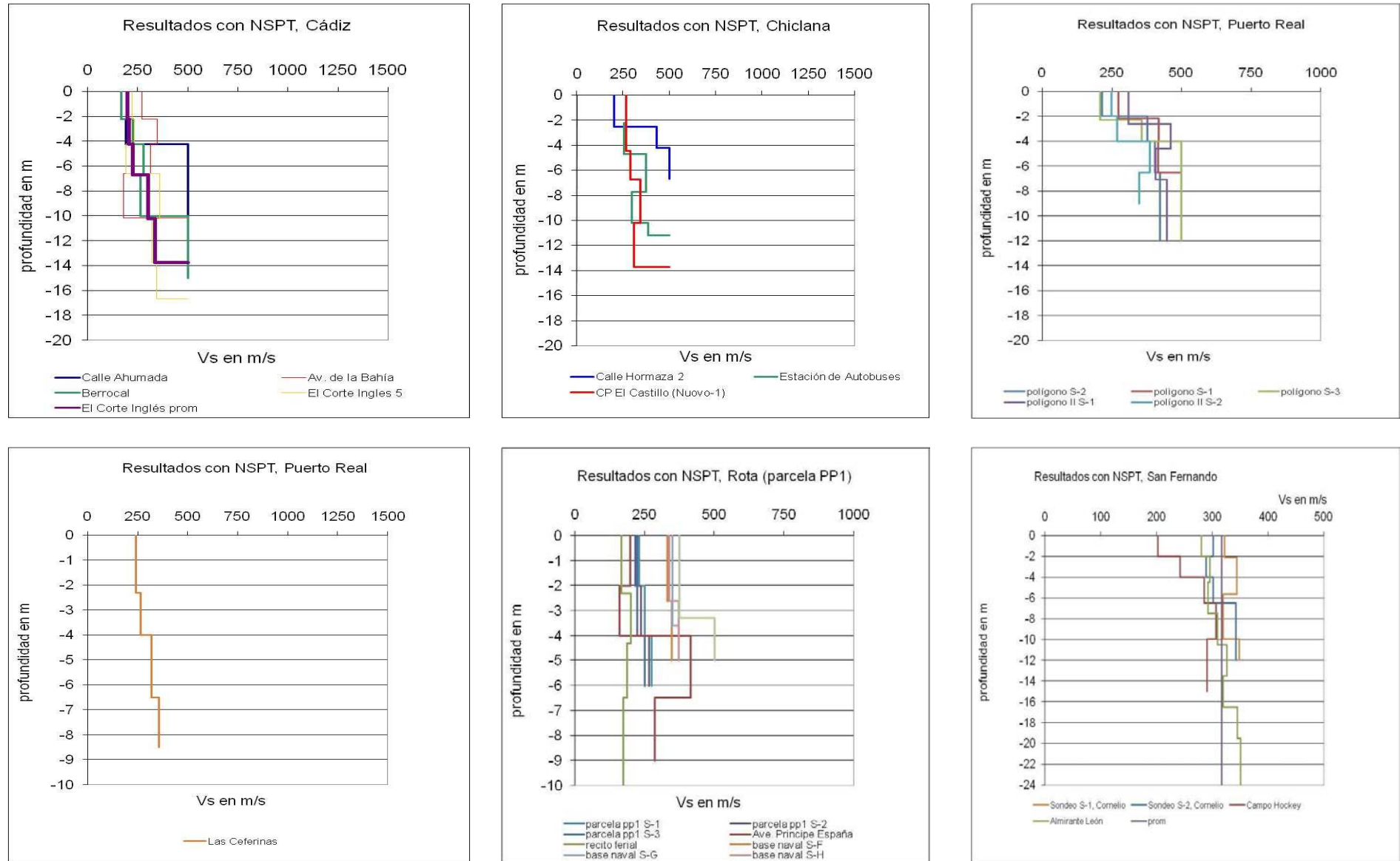


Figura 7.2. Resultados obtenidos al aplicar las curvas de la tabla 7.2 a los ensayos disponibles de NSPT.

7.2 Aplicación de las técnicas experimentales

7.2.1 Determinación de las frecuencias fundamentales del suelo por medio de la técnica H/V.

Se hicieron mediciones de campo en al menos cinco puntos en cada uno de los seis municipios considerados.

El equipo utilizado está formado por un digitalizador CityShark y dos sensores Lennarz, triaxiales de 5 segundos, cuya foto se adjunta en la figura 7.3.

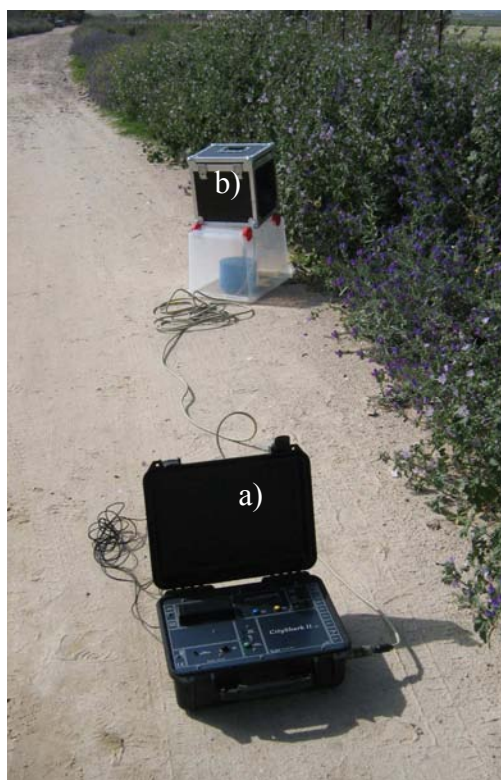


Figura 7.3 a) digitalizador CityShark II y b) sensor triaxial Lennarz utilizados para la medición de vibraciones ambientales y la posterior aplicación de la técnica H/V. Medición realizada en El Puerto de Santa María, Cádiz. El sensor se ha protegido con una caja plástica para evitar la interferencia del viento que predominó durante los días de las mediciones.

Se mencionan a continuación algunas de las recomendaciones propuestas por Bard et al. (2004), respecto a la ubicación de los sensores y que fueron acatadas en la mayoría de los casos:

- En un sitio determinado, nunca se debe usar una sola medición para estimar la frecuencia predominante del sitio. Se deben hacer al menos tres mediciones.
- Fijar el nivel de ganancia en el máximo posible, sin que la señal se sature.

- Sujeción “in situ” del instrumento: fijar el sensor directamente en el suelo, cuando sea posible. Evitar fijarlos en suelos suaves, como césped cortado, lodo, barro, suelo removido o suelos saturados después de lluvias intensas.
- Si el sensor debe sujetarse artificialmente, se deben evitar superficies y planchas de materiales suaves, tales como alfombras, *foam*, goma, caucho o cartón.
- En pendientes empinadas que no permitan un adecuado nivel del sensor, se puede instalar en una pila o contenedor relleno de arena.
- En hielo o nieve, se recomienda instalar una placa metálica o de madera o bien, un contenedor relleno de arena para evitar que se incline debido al derretimiento.
- Evitar obtener registros cerca de estructuras, árboles (sobretudo si las condiciones son de mucho viento). Esto puede introducir algunas bajas frecuencias. No hacer mediciones sobre estructuras subterráneas, como parkings, tuberías, etc.
- Si las condiciones climáticas son muy ventosas, los sensores deben ser protegidos cuando el viento tiene velocidades superiores a los 5 m/s. Evitar mediciones bajo lluvia fuerte. La débil no provoca influencias.
- Evitar mediciones cerca de máquinas de construcción, industriales, bombas, generadores, etc. En el caso de disturbios transitorios (pasos de personas, vehículos), incrementar la duración de los registros para obtener ventanas lo suficientemente largas y así poder eliminar los picos transitorios.

Respecto a la duración del registro, se dan las recomendaciones indicadas en la tabla 7.3 (col. 3) y la longitud mínima de la ventana (l_w) se muestra en la misma tabla (col. 2).

Tabla 7.3. Duración mínima para las ventanas de procesado y para los registro de ruido (aplicación de la técnica H/V) según Bard et al. (2004).

Valor esperado para f_0 , en Hz	Mínima duración de ventanas l_w (segundos)	Duración mínima recomendada del registro (minutos)
0.2	50	30
0.5	20	20
1	10	10
2	5	5
5	5	3
10	5	2

En todo caso, debería cumplirse siempre que:

$$f_0 > 10/l_w \quad \text{Ecuación 7.1}$$

Donde: f_0 es la frecuencia natural y l_w es la longitud de la ventana, en segundos. De esta manera, se asegura que la frecuencia de interés está al menos en 10 ciclos significativos de cada ventana.

Debe cumplirse además la siguiente relación:

$$n_C = l_w * n_w * f_0 \quad \text{Ecuación 7.2}$$

Donde n_C es el número de ciclos significativos total, siempre igual a 200 y n_w el número de ventanas.

Si por ejemplo, $f_0 = 1$ Hz, se recomienda trabajar con 20 ventanas de 10 s cada una. Si $f_0 = 0.5$ Hz, se puede trabajar con 10 ventanas de 40 s o bien, 20 ventanas de 20 s. Siempre usar un mínimo de 10 ventanas.

Para el procesamiento de los registros se utilizó el programa Geopsy, que permite estimar en forma automática las razones espectrales H/V para una serie de archivos, a partir de los registros obtenidos por los sensores y de la definición de ciertos parámetros.

Algunos de los parámetros modificables son:

- Longitud de las ventanas.
- Longitud de STA (*short term average*): 1 s por defecto.
- Longitud de LTA (*long term average*): 30 s por defecto.
- Mínimo STA/LTA, 0.4 definido por defecto para ruido.
- Máximo STA/LTA, 2.5 definido por defecto para ruido.
- Rango y número de frecuencias.
- Suavizado de las ventanas.

Para la aplicación de la técnica H/V en la Bahía de Cádiz, se llevaron a cabo mediciones de campo, de cuatro a seis por cada municipio considerado sitios estratégicos, de modo que se cubran todos los tipos de suelo existentes. Además, cuando fue posible se obtuvieron perfiles de variación de las frecuencias características con la distancia, al tomar mediciones cercanas entre ellas y en una misma línea.

La campaña de medición para obtener estos resultados se llevó a cabo en Cádiz en Abril de 2008, en horas de la madrugada (después de las 11 pm) para evitar excesivo ruido antrópico, típico de las horas del día.

La tabla 7.4 muestra los resultados de la aplicación de la técnica H/V en los seis municipios.

Se observa que en muchos casos no fue posible identificar el pico correspondiente a la frecuencia fundamental (f_0) ya que las razones espectrales resultaron ser bastante planas y con muy poca amplificación. Esto es el reflejo de condiciones de suelo más bien rígidas y firmes, posiblemente debido a la presencia de un bajo contraste de impedancias entre capas de suelo sucesivas respecto al basamento.

Es importante indicar además que en los casos correspondientes a las mediciones efectuadas en rellenos antrópicos (formados y compactados artificialmente), se observaron frecuencias características muy altas o bien, razones espectrales con amplificaciones cercanas a la unidad para casi todo el rango de frecuencias analizado, lo que hace pensar que su comportamiento es más bien semejante al de un suelo firme, debido probablemente a que, a pesar de ser antrópico, fue compactado en forma eficaz.

Todas las figuras correspondientes a las razones H/V para cada sitio de medición se presentan en el apéndice 4. En pocos casos, la f_0 no fue escogida según la selección automática que hace el programa Geopsy (barras verticales grises mostradas en esos gráficos), debido a que en esos casos fueron obtenidos valores que no tienen un

significado físico razonable tomando en cuenta el tipo de emplazamiento donde fue realizada la prueba, por lo que más bien corresponden al cálculo matemático de las razones (división de un valor pequeño entre otro muy pequeño, por ejemplo). En tales casos se estudió un segundo pico presente en las razones promedio.

En términos generales, al observar todos los resultados de las razones H/V (las obtenidas en los sitios de los *arrays* y en todos los demás puntos, de acuerdo con la tabla 7.4), las frecuencias f_0 obtenidas se pueden clasificar en tres rangos:

- Menores que 1 Hz (donde se esperan los mayores efectos de amplificación): pocos sitios, como por ejemplo: el recinto ferial y una explanada al frente de la playa en Puerto Real.
- Entre 1 y 10 Hz (efectos de sitio también potencialmente significativos): la mayor cantidad de los sitios.
- Mayor que 12 Hz (suelos más rígidos, con menores efectos de sitio esperados): varios puntos de El Puerto de Santa María, Rota y del centro de Cádiz.

Tabla 7.4. Resultados obtenidos de la aplicación de la técnica H/V en los seis municipios de la Bahía de Cádiz (ver figuras en apéndice 4).

Municipio	Sitio	Duración (minutos)	Frecuencia (pico observado, Hz)	Amplitud	Observaciones
Rota	1- Plaza de España	10	plano	plano	Usando <i>at least</i> , sta/lta min 0.2 y max = 2.7
	2- Parking zona industrial (al norte)	10	1.33	1.747	Usando <i>at least</i> para definir número de ventanas
	3- La Almadraba-Playa la Costilla	10	12.78	1.91	Plano con aplic. entre 1 y 1.5
	4- Campo de golf al norte, Costa Ballena	10	2.73	1.77	Pocas diferencias en las aplic.
	5- Recinto ferial	10	3.96	2.076	Usanso <i>at least</i>
El Puerto de Santa María	1- San Antonio-Almajar (perfil)				
	A	10	4.55	2.76	
	B	10	5.4	2.07	
	C	5	3.51	3.07	
	D	10	3.88	1.912	
	2- Urbanización Vista Hermosa (Campo de Golf)	10	12.9	1.56	STA/LTA min =0.2 , max = 2.9
	3- Playa de Valdelagrana (Array)	10	3.78	2.26	
	4- Parque del Vino Fino	10	12.6	1.64	Muy plano, amplif. Variable entre 0.77 y 1.25 de 0.6 a 10 Hz
	5- Plaza de Toros (parking exterior)	10	5.5	1.63	
Puerto Real	1- Barriada de Matagorda (Trocadero)	10	3.13	4.17	Pico bien definido
	2- Parque cerca del campo de Fútbol Sancho Dávila	10	0.662	3.94	Pico bien definido, caen amplif. notablemente para frec. superiores
	3- Recinto ferial (array)	10	0.781	3	
	4- Zona este (nuevos edificios), acera	10	1.49	3.67	Pico bien definido
	5- Zona este, explanada	10	1	5	Pico bien definido

	6- Explanada frente al mar (parking)	10	0.711	4.37	Pico bien definido
San Fernando	1- Hotel Bahía Sur - Club de la Salina (Array)	20	4.0	5.66	Amplificaciones inferiores a 1 hasta los 4 Hz
	2- Observatorio	20	---	---	Plano (amplif. apróx. 1 o inferior)
	3- Parque al lado del campo municipal de deportes Balzán	20	---	---	Plano (amplif. Apróx 1)
	4- Cerro de los Mártires	10	4.9	1.83	Mucho ruido, no muy bien definido. Amplif entre 0.67 y 1.83
Chiclana	1- Urbanización La Barrosa	20	8.9	1.45	Amplificaciones inferiores a 1 hasta los 2,8 Hz
	2- Hoteles y club de golf, nuevo Sancti Petri	20	4.13	1.57	Aplific. Apróx a 1 hasta 3 Hz
	3- Parque detrás de ermita de Santa Ana	10	3.8	2.31	Pico muy alto respecto a toda la razón H/V
	4- Recinto ferial (array)	20	1.68	4.01	Pico bien definido
	5- Parque al lado del puente nuevo, barrio El Carmen	20	1.97	4.33	Pico bien definido
	6- Parking de centros comerciales (Mc.Donalds)	20	3.067	8.63	Pico bien definido
Cádiz	1- Plaza de Mina	20	Muy plano	1.0	no se distingue pico
	2- Plaza de la Catedral	20	Muy plano	1.0	no se distingue pico
	3- Plaza Sta. María del Mar	20	7.14	1.4	Amplificaciones inferiores e iguales a 1
	4- Antiguos cuarteles de Varela	20	12.8	2.3	Amplificaciones inferiores a 1 hasta 4 Hz
	5- Campo Municipal deportes Pedro Fernández (array)	20	5.0	5.68	Amplificaciones inferiores a 1 hasta 2.5 Hz
Chiclana (array)	Recinto ferial	20	1.6	3.66	en tierra más firme, diferencias pequeñas f0 debido a presencia de canales
		20	1.5	4	Hacia el canal
		20	5.15	5.39	

		20	5.47	6.35	
Rota (array)	Base naval 1	20	9.78	2.97	
		20	15.05	2.11	
		20	9.81	4.27	
	Base naval 2	20	13.04	2.47	
		20	3.52	2.36	Plano entre 0.6 y 2 Hz, amp = 1
El Puerto Sta. María (array)	Parking Valdelagrana	20	3.42	2.36	
		20	3.5	2.97	Plano entre 0.55 y 1.5 Hz, amp = 0.64
San Fernando (array)	Parking Bahía Sur	20	3.5	2.97	Plano entre 0.55 y 1.5 Hz, amp = 0.64
		20	0.8	3.09	
Puerto Real (array)	Recinto ferial	20	0.77	2.93	
		20	5.15	5.39	
Cádiz (array)	Campo fútbol	20	5.47	6.35	
		20			

Las figuras 7.4 a 7.6 muestran los resultados de la aplicación de la técnica H/V en la mayoría de los sitios donde se aplicó esta prueba. Se indican los valores sobre los mapas de geología simplificada de acuerdo con el criterio de Fleta et al. (1998), tomados de la figura 7.1.

Para el caso de **Cádiz** (figura 7.4 superior derecha), no se observan picos claramente definidos para identificar f_0 y en los casos que sí se logra, la amplificación es muy baja, menor que 2. Solamente para el sitio donde se realizó el *array*, existe una amplificación significativa que permite identificar la frecuencia fundamental. Lo anterior en todo caso, coincide bastante bien con el tipo de suelo predominante en la zona: tipo A que corresponde a un suelo rígido, según la clasificación adoptada.

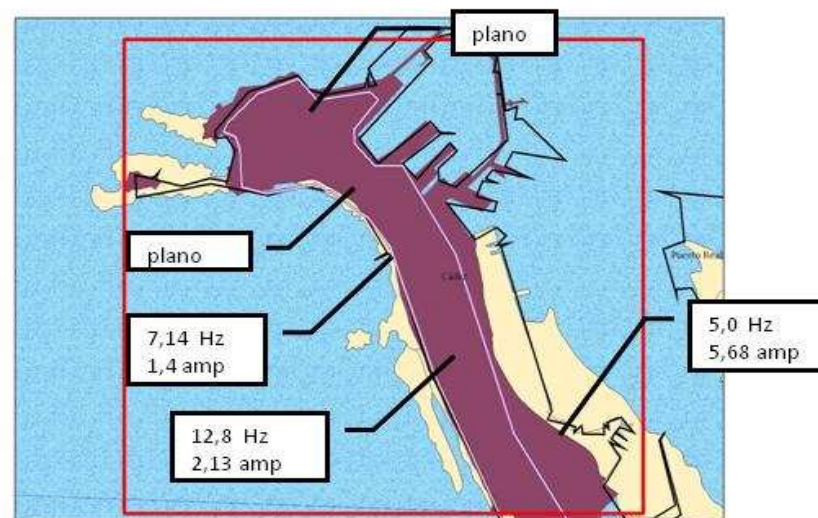
En **Chiclana** (figura 7.4 inferior derecha), se observan situaciones coherentes entre los resultados de H/V y las condiciones de suelo donde se hicieron las mediciones: los sitios de suelo C muestran frecuencias y amplitudes semejantes, mientras que la medición hecha en suelo tipo B (suelo medio) muestra una frecuencia mayor bien definida y en la medición hecha en la condición de roca (ermita de Santa Ana), la frecuencia aumenta. En este último sitio, se esperaba una frecuencia aún mayor debido a que es un sitio clasificado como roca y esto no se evidencia completamente en los resultados. Sin embargo, este sitio puede estar influenciado por la presencia de efectos topográficos, debido a que corresponde a un cerro.

En **El Puerto de Santa María** (figura 7.5 superior derecha), las frecuencias fundamentales observadas son bastante altas, pero en todo caso corresponden a sitios con una amplificación muy baja, por lo que las razones H/V resultan ser muy planas, típicas de sitios donde predominan los suelos rígidos, situación que no es del todo concordante con la clasificación de suelos mostrada en los mapas. Solamente en el caso del barrio de Valdelagrana se observa una frecuencia mejor definida y con un valor de frecuencia más acorde con la condición del suelo predominante en ese sitio.

Para **Puerto Real** (figura 7.5 inferior derecha), hay tres mediciones hechas en suelo tipo B (suelo medio) que son concordantes en su valor de frecuencia y con valores de amplificación que permiten su clara identificación. Hacia el este del municipio se hizo otra medición (parque al lado del campo de fútbol Bazán) donde la amplitud de f_0 permite su clara identificación, pero el valor de la frecuencia fundamental es más bajo de lo esperado, considerando que la condición de suelo es A (firme). Esta inconsistencia sugirió revisar la clasificación de suelos con la que se obtuvo el mapa simplificado que se muestra pero luego de hacerla, persiste la diferencia entre f_0 y el tipo de suelo predominante en el sitio. Finalmente, al sur del municipio, en el litoral se observa un pico bien definido y una frecuencia concordante con el tipo de suelo que predomina, según el mapa simplificado.

En el caso de **San Fernando** (figura 7.6 superior derecha), resultó prácticamente imposible identificar la f_0 debido a que el suelo que predomina es tipo A (firme), por lo que las razones H/V resultaron ser muy planas. En este sitio hay afloramientos evidentes del suelo (específicamente en el cerro de los Mártires), denominados “piedra ostionera”, que consiste en conglomerados y areniscas ricas en ostras, del Terciario, que es un suelo duro al tacto, pero a la vez frágil.

Finalmente, en el caso de **Rota** (figura 7.6 inferior derecha), nuevamente las razones H/V resultan ser muy planas, lo que evidencia la presencia de un suelo rígido y firme en los sitios de medición (las amplitudes no llegan a 2). Solamente en los sitios donde se llevaron a cabo las pruebas con *arrays* es donde se evidencia una frecuencia alta asociada a una amplificación superior a 2 (base naval, zona del *array*), pero corresponde a un relleno artificial que puede tener un comportamiento muy variable. Muy cerca de este sitio aflora un suelo firme tipo A, que probablemente se ubica a poca profundidad del relleno y justifica el alto valor de f_0 .



Chiclana

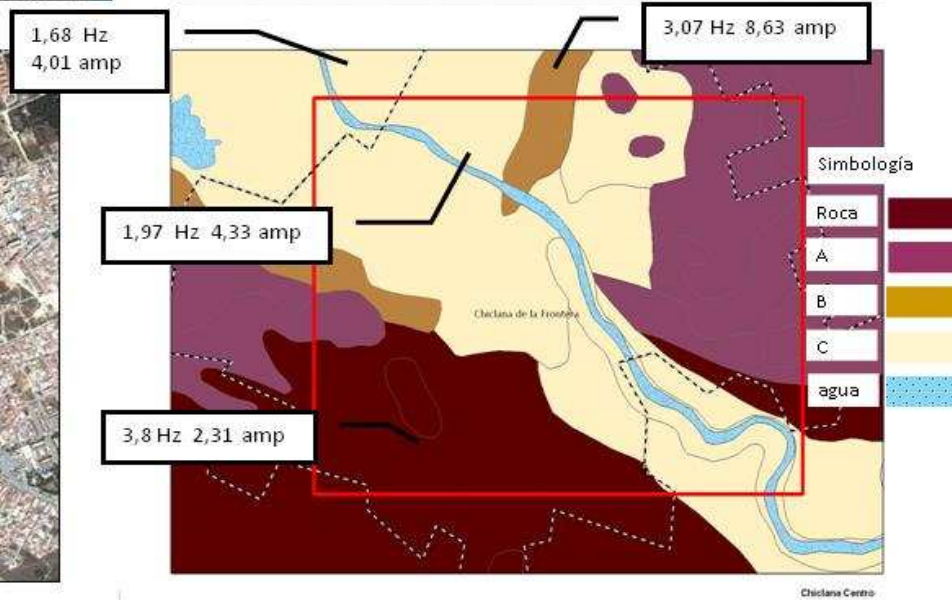
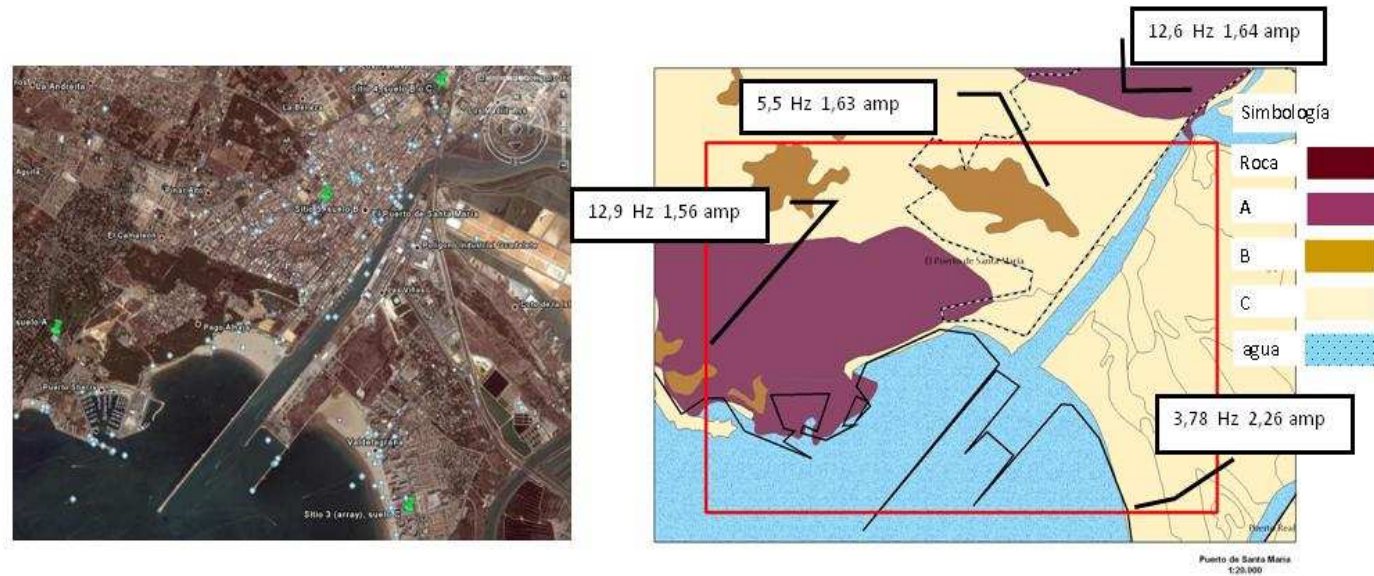


Figura 7.4. Izquierda: Mapa de ubicación de puntos de medida para la aplicación de la técnica H/V en Cádiz y Chiclana. Derecha: valores de frecuencia fundamental f_0 y su respectiva amplitud para los mismos puntos dentro de los municipios mencionados.

El Puerto
de Santa
María



Puerto
Real

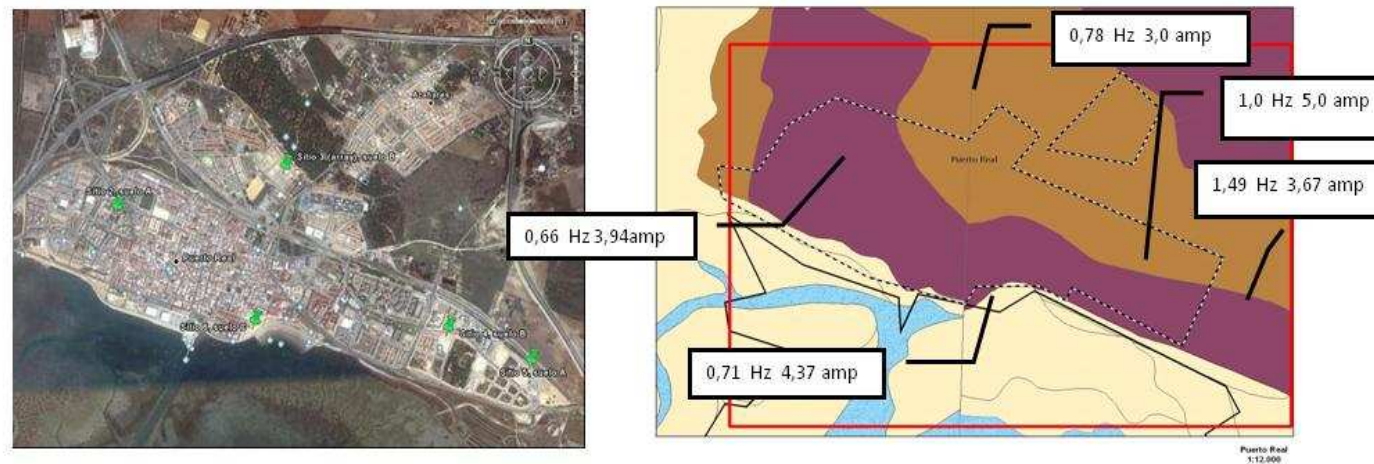
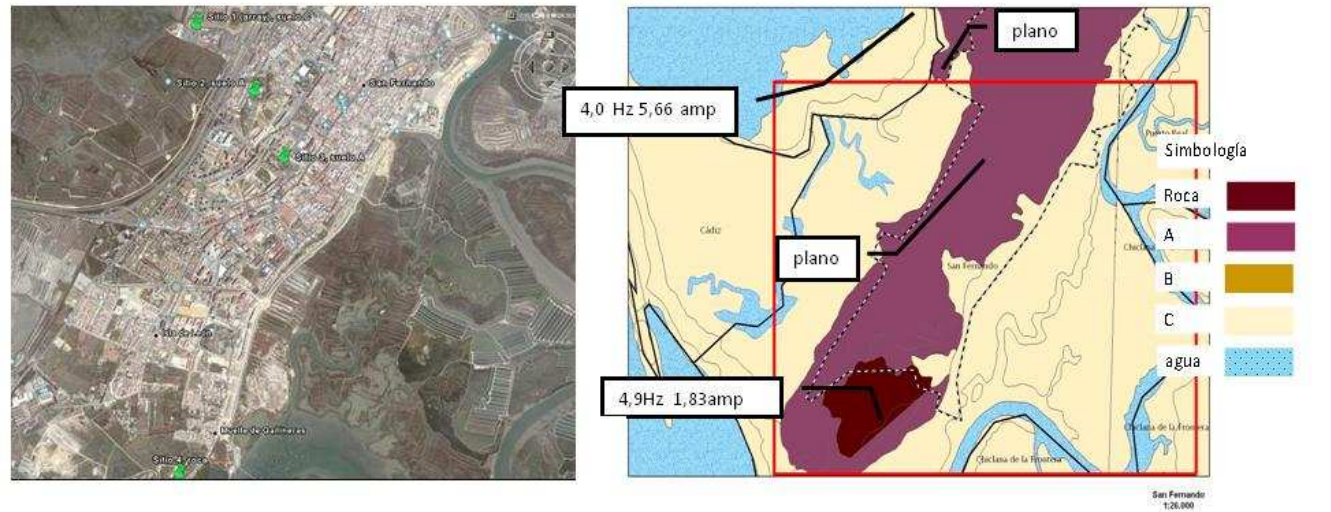


Figura 7.5. Izquierda: Mapa de ubicación de puntos de medida para la aplicación de la técnica H/V en El Puerto de Santa María y Puerto Real. Derecha: Valores de frecuencia fundamental f_0 y su respectiva amplitud para los mismos puntos dentro de los municipios mencionados.

San
Fernando



Rota

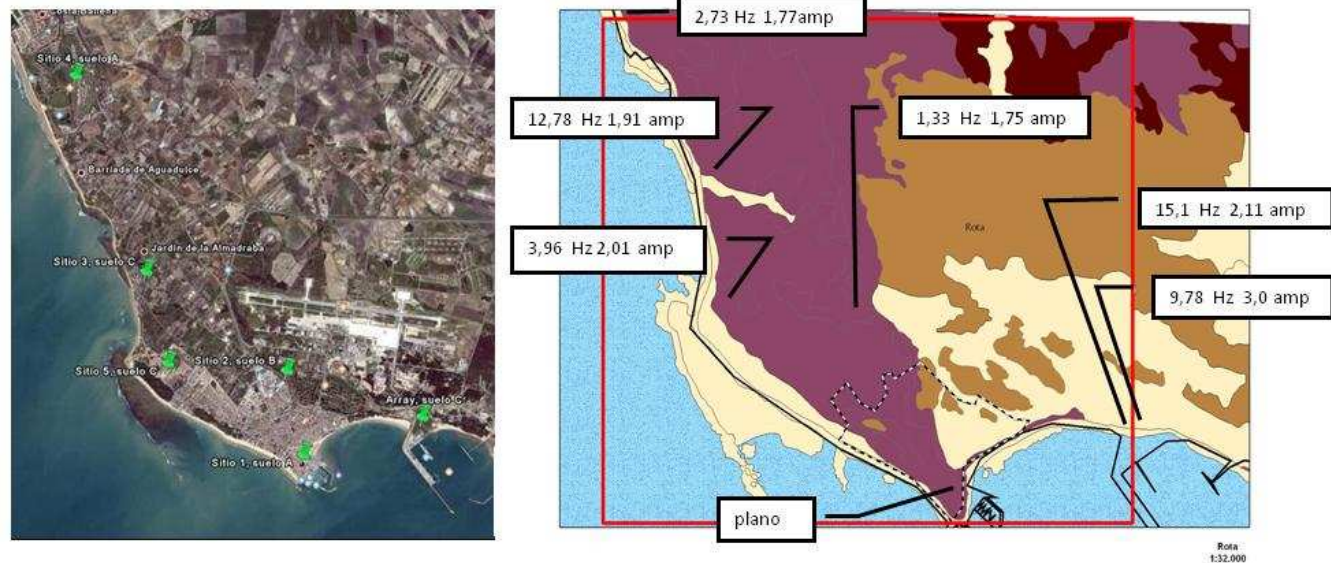


Figura 7.6. Izquierda: Mapa de ubicación de puntos de medida para la aplicación de la técnica H/V en San Fernando y Rota. Derecha: Valores de frecuencia fundamental f_0 y su respectiva amplitud para los mismos puntos dentro de los municipios mencionados.

7.2.2 Resultados de la aplicación de la técnica de *arrays* para la obtención de perfiles de Vs

Para la medición de ruido usando *arrays* se utilizó un sistema de adquisición de datos constituido por:

- Una unidad *Compact Summit* con un digitalizador de 24 canales sísmicos, desarrollada por DMT (*Deutsche Montan Technology*).
- Unidad USB.
- 11 sensores Mark LC4, uniaxiales (una componente vertical) de 1 Hz.
- Un PC portátil.
- Batería.
- Cables: transmisión de datos, conexión y alimentación. En este caso, los cables de conexión a los sensores tienen una longitud máxima de 50 m.

Los sensores se ubicaron en forma concéntrica respecto al sensor central, en uno, dos o tres círculos según el número de sensores disponible. En este caso se usaron dos círculos: uno con radio de 50 m, en cuya circunferencia se colocaron cinco sensores y otro con un radio de 25 m, donde se ubicaron otros cinco, más uno en el centro lo que da un total de 11 sensores, cubriendo de esta forma la mayor cantidad de azimuts posibles. Más comentarios acerca de la ubicación de los sensores se puede encontrar en el apéndice 3.

Las pruebas se deben realizar en lo posible en suelos del tipo B o C según la tabla 7.1, ya que es en los que se prevén los efectos de sitio más significativos.

Se adjunta una imagen del equipo descrito (figura 7.7), que corresponde a mediciones hechas en el municipio de Chiclana, específicamente en el recinto ferial.



Figura 7.7. Equipo utilizado en las mediciones para la aplicación de la técnica de *arrays* en el municipio gaditano de Chiclana de la Frontera. Obsérvese el uso de cubetas plásticas para proteger los sensores del fuerte viento que predominaba en la zona.

Para los *arrays*, se tomaron registros de vibraciones de 8 minutos de duración en dos ventanas por cada sitio. La duración de la ventana está condicionada por el muestreo y la capacidad del digitalizador.

Con base en los registros obtenidos, se definieron los perfiles de suelo (velocidades de onda cortante vs. profundidad) a partir de inversiones que permite realizar el programa Geopsy, en dos fases: obtención de curvas de dispersión por medio de los algoritmos FK y SPAC e inversión de estas curvas, tal y como se comentó en el apartado 6.2.

La figura 7.8 muestra el esquema de trabajo seguido para la aplicación de este método.

Se tomaron dos ventanas de registro de ruido ambiental de 8 minutos cada una y se unieron por medio del suavizado correspondiente, al inicio y final de las mismas. Luego, se obtuvieron las curvas de dispersión y autocorrelación al aplicar los métodos FK y SPAC, respectivamente.

En los sitios donde se colocaron los *arrays* se aplicó también la técnica de H/V. Lo anterior es importante para cumplir con una de las condiciones necesarias del método: horizontalidad de los estratos. Los gráficos correspondientes se muestran en la parte superior derecha de las figuras de 7.9 a 7.14 y al final del apéndice 4, se muestran las razones H/V superpuestas en un mismo gráfico para cada municipio. A continuación, se hace un breve resumen de lo observado:

- **Cádiz** (figura 7.9, gráfico superior derecho). Pico muy bien definido en ambos sitios, poca desviación entre las curvas, valores de f_0 muy semejantes en ambos puntos de medición.
- **Chiclana** (figura 7.10, gráfico superior derecho). Pico bien definido, se observan desviaciones importantes en las amplitudes, pero semejantes valores de f_0 en ambos puntos de medición.
- **Puerto Real** (figura 7.11, gráfico superior derecho). Mucha dispersión de las curvas, poca amplificación y un pico no bien definido, por lo que no es una f_0 confiable.
- **Rota** (figura 7.12, gráfico superior derecho). Diferencias significativas en los dos puntos de medición respecto a f_0 , lo que no permite asegurar la horizontalidad de los estratos. Poca desviación de los datos pero baja amplificación.
- **San Fernando** (figura 7.13, gráfico superior derecho). Mucha dispersión de los datos, sobretodo en el sensor central, donde f_0 no queda muy bien definida.
- **El Puerto de Santa María** (figura 7.14, gráfico superior derecho). Pico más o menos definido (baja amplitud). No se escogió el señalado automáticamente por el programa Geopsy (ubicado en bajas frecuencias), debido a que las condiciones del sitio indican que su comportamiento es más rígido, por lo que se eligió el segundo pico importante.

Las figuras de 7.9 a 7.14 muestran las curvas de dispersión obtenidas a partir de la aplicación de los métodos FK (*frequency-wavenumber*) y SPAC (*spacial autocorrelation*), para los seis municipios considerados. Debido a que en todos los sitios se tomaron dos registros de 8 minutos de duración, la mejor solución (mayor claridad en los gráficos) se obtuvo siempre al unir los dos registros por sitio y obtener uno de 16 minutos. Cada método genera un grupo de soluciones, que van desde la de mayor error (líneas púrpura) hasta la mejor solución (línea roja).

En vista de que el programa ofrece varias opciones para definir los modelos, en los gráficos inferiores de la derecha se muestran las mejores soluciones obtenidas y de ellas, se señala en línea de puntos, la escogida como la más adecuada para la siguiente etapa del estudio. El criterio para esta selección se basó en la comparación del mínimo error obtenido para cada modelo, así como por la coincidencia entre la f_0 obtenida de H/V con la estimada por la relación: $f_h = \frac{1}{4 \sum_{i=1}^n \frac{h_i}{Vs_i}}$ (ver apéndice 2) donde f_h representa la

frecuencia natural de vibración del grupo de estratos identificados por la técnica de *arrays*, Vs_i la velocidad de cada estrato y h_i el espesor correspondiente, para un total de n estratos. A continuación se comenta cada caso:

- **Cádiz.** (figura 7.9, gráficos a la izquierda). Se observa alguna coincidencia entre las soluciones aportadas por los métodos FK y SPAC. El rango de frecuencias se ve limitado de 5 y 9 Hz. Es importante resaltar que en este caso, por limitaciones de espacio, la separación máxima entre sensores fue de 50 m y no de 100, lo que puede provocar una menor resolución del *array* y poca información sobre capas más profundas. La mejor solución la da el método SPAC al definirle la primera capa con datos provenientes de pruebas de SPT (ver apartado 7.2.3), donde se define un primer estrato de 10 m de profundidad con una $Vs = 250$ m/s.
- **Chiclana.** (figura 7.10, gráficos a la izquierda). Mayor coincidencia entre el método FK (curva negra) y el método SPAC (sucesión de puntos verdes). El rango de frecuencias es de 2 a 6 Hz, aproximadamente. Muy buena definición de la Vs correspondiente a la primer capa (coincidencia de casi todos los modelos), moderadamente buena definición del contraste entre la primera y segunda capas (mayor dispersión de los resultados) y no muy buena definición de la Vs correspondiente a la segunda capa (gran dispersión observada en los modelos).
- **Puerto Real.** (figura 7.11, gráficos a la izquierda). No es tan clara la coincidencia entre los dos métodos. En este caso, FK (curva negra) produce una curva algo más definida que SPAC, en un rango mayor de frecuencias (entre 3.5 y 8 Hz). La curva de dispersión es casi horizontal, por lo que no queda claramente explicado el fenómeno de dispersión, lo que hace pensar que el medio se comporta como homogéneo (no estratificado en capas distintas), lo que concuerda con los modelos generados con el método FK, en los que las velocidades de las dos capas definidas son muy semejantes, así como con los resultados obtenidos al aplicar el método H/V (prácticamente ningún contraste evidente entre capas encontrado). Se evidencia además mucho efecto de “aliasing” en ambos métodos (puntos naranja). No se obtuvo una solución confiable con la aplicación del método SPAC, por lo que solamente se muestran los resultados obtenidos a partir de la técnica FK.

- **Rota.** (figura 7.12, gráficos a la izquierda). Curva de dispersión casi horizontal, lo que hace suponer que predomina una sola capa de suelo (medio más bien homogéneo y no estratificado), lo que queda reflejado en las velocidades dadas por los modelos, ya que prácticamente no hay diferencia entre ellas. Alguna coincidencia entre los dos métodos. Rango de frecuencias para FK entre 3 y 8 Hz.
- **San Fernando.** (figura 7.13, gráficos a la izquierda). Mucho efecto de “aliasing” en la solución del método SPAC, que prácticamente impide observar el fenómeno de dispersión. La curva obtenida según el método FK es bastante irregular (contiene muchos picos), por lo que no resulta del todo confiable. Sin embargo, con este método se obtienen modelos moderadamente definidos (línea roja en el gráfico de los modelos generados por FK).
- **El Puerto de Santa María.** (figura 7.14, gráficos a la izquierda) Claridad y coincidencia en las curvas de dispersión, en un rango de frecuencias de 6 a 10.5 Hz. La separación máxima entre sensores fue de 50 m debido a limitaciones de espacio, lo que condiciona los límites de resolución del *array* (longitud de onda máxima que es capaz de ser registrada). Ambos métodos definen bien la velocidad de la primera capa, moderadamente bien el contraste entre la primera y segunda capas y menos bien la Vs de la segunda capa.

Entre todos los casos estudiados, es en el emplazamiento de Chiclana donde se espera tener más información de capas profundas ya que la curva de dispersión cubre frecuencias más bajas que el resto.

Las mismas figuras 7.9 a 7.14, en la posición inferior derecha muestran las curvas de Vs en función de la profundidad, para distintos casos de análisis. Para todos, las curvas que aparecen en puntos corresponden a las escogidas como las más adecuadas para cada sitio, ya que son las que muestran menor error y mayor coincidencia entre f_0 y f_h .

Seguidamente se comenta cada caso:

- **Cádiz** (figura 7.9 inferior derecha). Coincidencia entre todos los modelos en el valor de Vs (493 m/s) hasta los 30 m. Cambios de Vs a profundidades mayores, pero en todos los casos son superiores a los 715 m/s. Se seleccionó la curva de SPAC dos capas, restringiendo la Vs y su profundidad según los datos aportados por pruebas SPT disponibles (ver siguiente apartado), que definen una primera capa de 10 m de espesor con Vs=250 m/s.
- **Chiclana** (figura 7.10 inferior derecha). Coincidencia de Vs (209 m/s) hasta los 28 m de profundidad, aproximadamente. Variación de Vs a profundidades mayores, pero en todos los casos es superior a 500 m/s. Se seleccionó SPAC una capa como la mejor curva. El término “filtrado” en la figura significa que se redujo el rango de frecuencias válidas para la curva de dispersión, ajustándose a los rangos más conservadores, según los números de onda: K_{\min} y $K_{\max}/2$ (recomendaciones dadas por autores del proyecto SESAME).

- **Puerto Real** (figura 7.11 inferior derecha). A pesar de haberse escogido el modelo FK de una capa como el más representativo, no hay una diferencia significativa entre la definición de esta capa y la de referencia (no hay aparentemente un suficiente contraste de impedancias), tal y como lo mostraba la horizontalidad de las curvas de dispersión. Se obtuvo una V_s de 412 m/s para la capa modelada y 607 m/s para la de referencia. También, se cortaron los límites de la curva de dispersión obtenida por el método FK en los rangos más conservadores, debido a la irregularidad de esa curva.
- **Rota** (figura 7.12 inferior derecha). Es fácil observar la similitud entre las velocidades de la capa modelada y la de referencia (360 y 500 m/s, respectivamente), por lo que se evidencia un posible bajo contraste de impedancias entre estas dos capas, situación predecible a partir de la observación de la curva de dispersión que es casi horizontal en casi todo el rango de frecuencias (reflejo de un medio prácticamente homogéneo). En este caso, se escogió el modelo dado por el método FK de una capa, porque es con el que se obtiene el menor error, aún cuando la diferencia con la frecuencia f_0 obtenida con el método H/V es bastante más alta.
- **San Fernando** (figura 7.13 inferior derecha). Debido a que no se pudo obtener ningún modelo claro con el método SPAC (no fue posible identificar las curvas dentro de las cuales varía la curva de dispersión, ya que no se pudo observar su tendencia), se muestran solamente los modelos generados por el método FK. Fue necesario además restringir rigurosamente los límites de la curva de dispersión obtenida por este método debido a la gran cantidad de picos presentes en ella, por lo que se tomará como válida la gráfica de V_s vs. profundidad que corresponde a FK filtrado de una capa. Se evidencia un contraste bastante alto entre estratos, representado por una V_s bastante alta (546 m/s) que a los 45 m se incrementa a 1224 m/s. Para este sitio en particular, es muy necesario contar en el futuro con resultados de ensayos SPT que permitan corroborar la situación mencionada o bien, aplicar otros métodos geofísicos que den información más precisa acerca del perfil de suelo en este sitio.
- **El Puerto de Santa María** (figura 7.14 inferior derecha). Se escogió como curva representativa del sitio la que corresponde al modelo SPAC de una capa, con una $V_s=237.2$ m/s para la primera capa y $V_s=532$ m/s para la capa de referencia, que se encuentra a 15 m de profundidad.

Cabe volver a indicar que para los casos de Rota y Puerto Real, al ser las razones H/V bastante planas y con amplitud predominante cercana a la unidad, no se puede identificar de forma categórica el pico correspondiente a f_0 . Una razón de ello puede ser el hecho de que el suelo predominante en estos sitios es bastante homogéneo, por lo que no muestra un contraste de impedancias significativas entre las capas, situación que queda evidenciada en los altos valores de velocidad obtenidos siguiendo la metodología de los *arrays*, así como la horizontalidad de las curvas de dispersión.

Para El Puerto de Santa María, a pesar de haberse obtenido valores altos de f_0 siguiendo ambos procedimientos, parece ser que el método de *arrays* no logra identificar en profundidad algunas capas de suelo más blando, lo que puede deberse a que la apertura de los sensores se vio limitada por las condiciones de espacio disponible en Playa de

Valdelagrana y esto disminuye la posibilidad de obtener frecuencias más bajas, asociadas a capas profundas.

Esquema de trabajo con el método de *arrays*

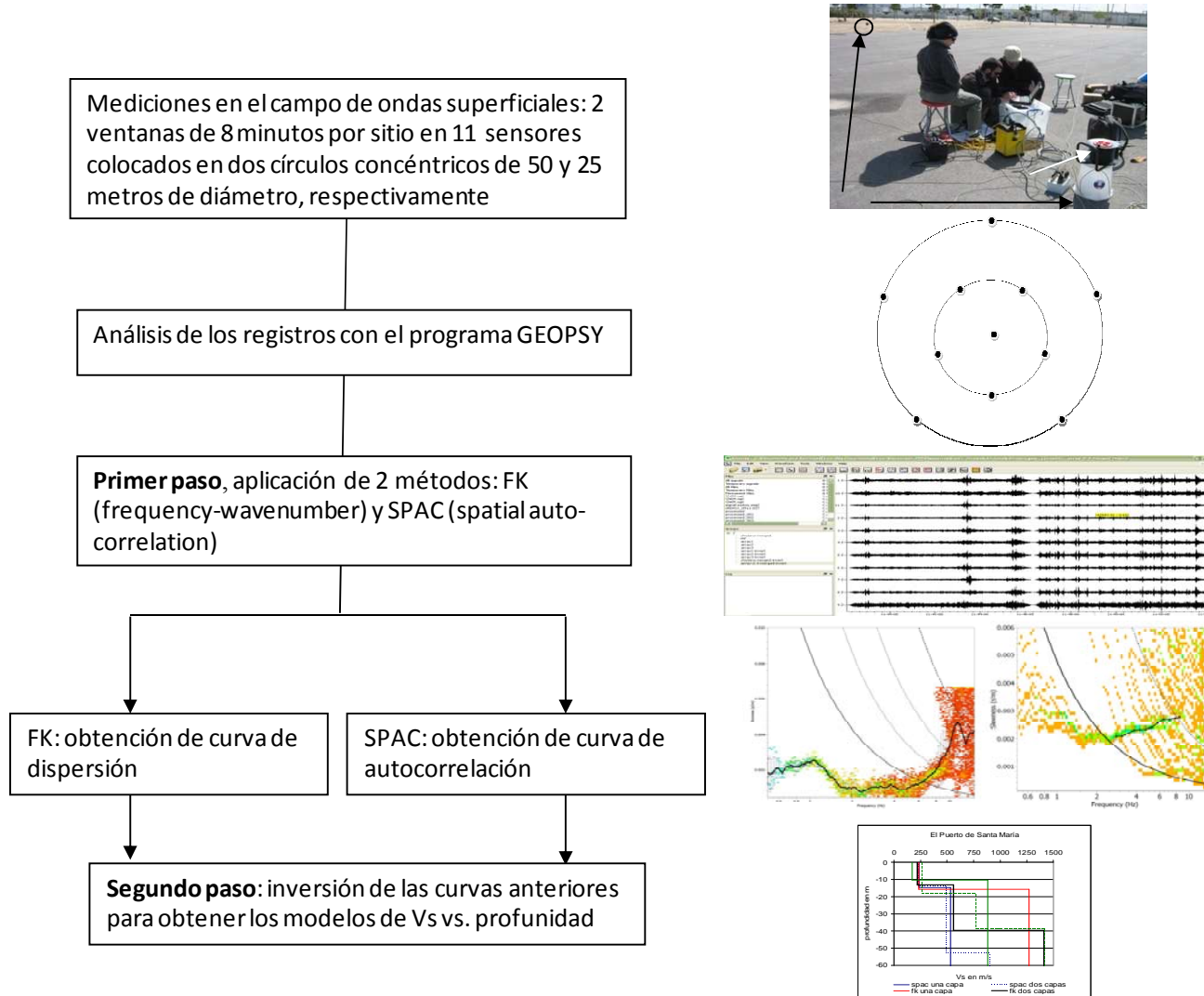
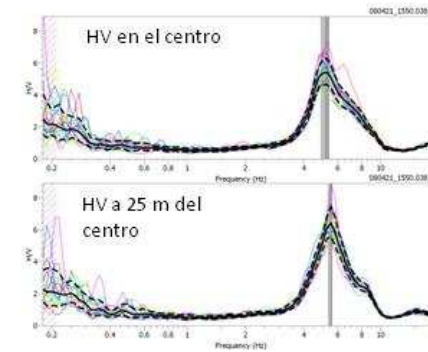


Figura 7.8. Esquema de trabajo para la aplicación de la técnica de *arrays*.

Cádiz

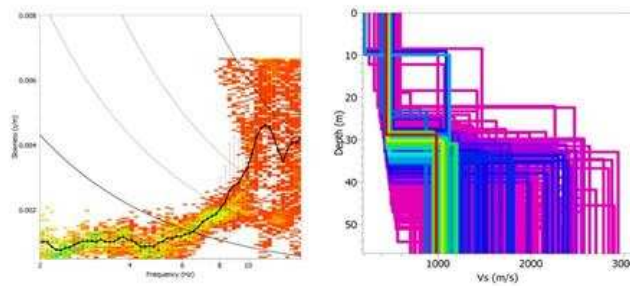


Campo municipal de deportes Pedro Fernández

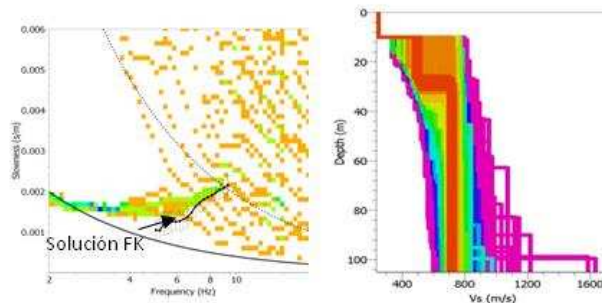


Razones espectrales H/V

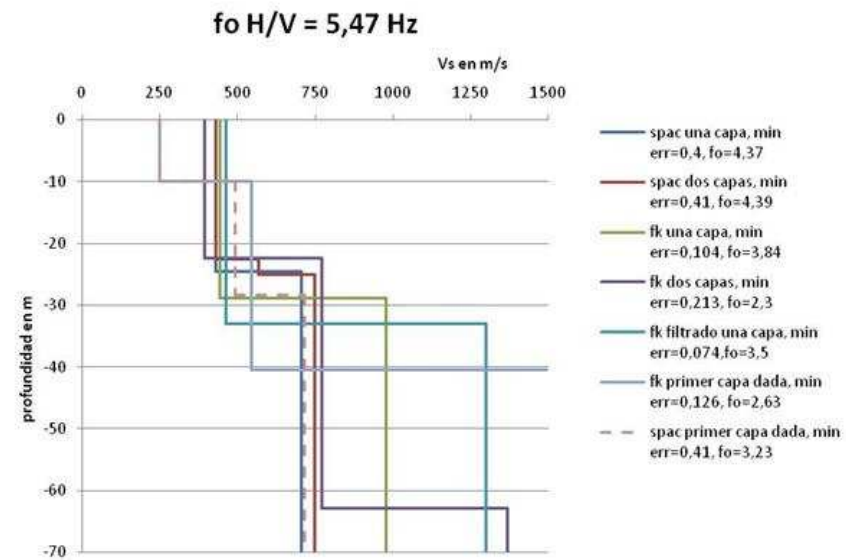
Resultados FK



Resultados SPAC



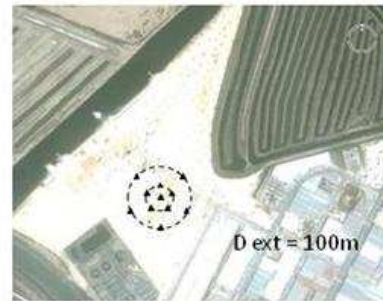
Comparación de distintas soluciones



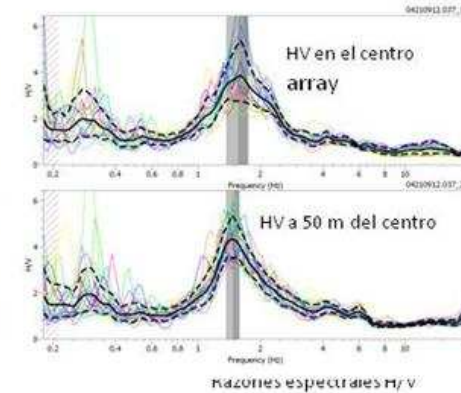
Mejor solución: $f_h=3.23$ Hz, $V_{s30} = 388$ m/s

Figura 7.9. Aplicación de la técnica de *arrays* en el municipio de Cádiz.

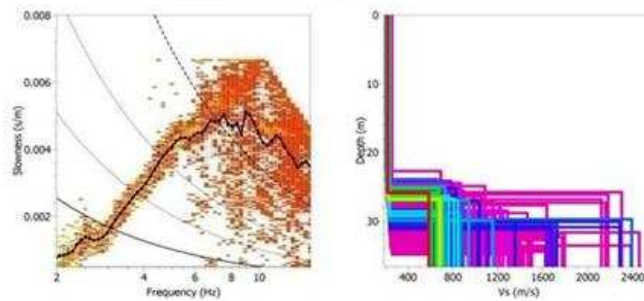
Chiclana



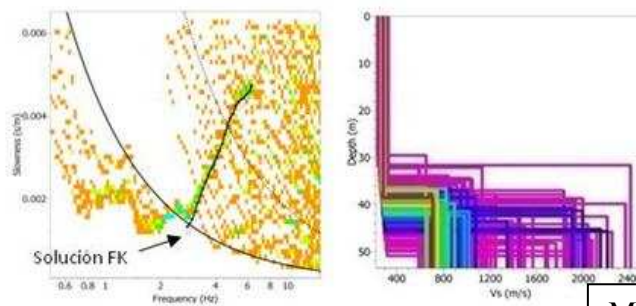
Recinto ferial



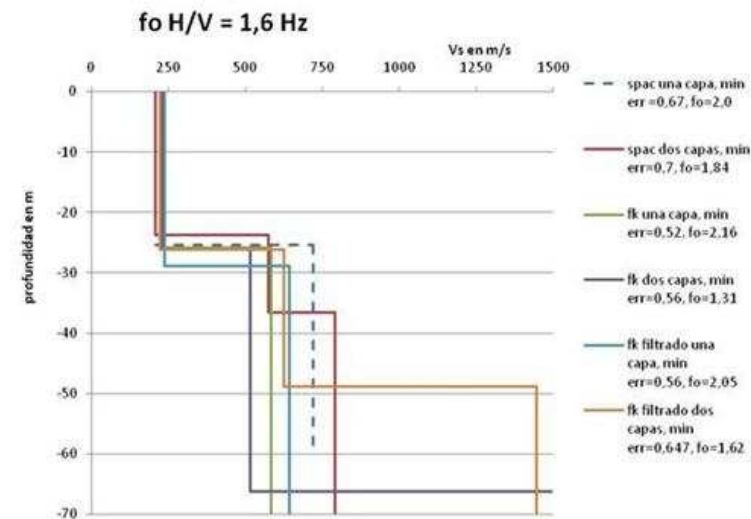
Resultados FK



Resultados SPAC



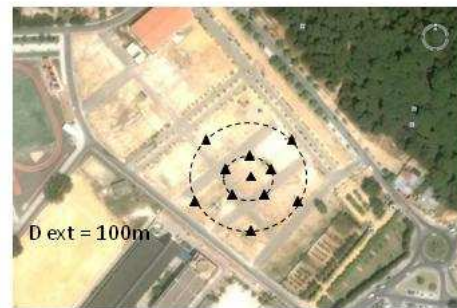
Comparación de distintas soluciones



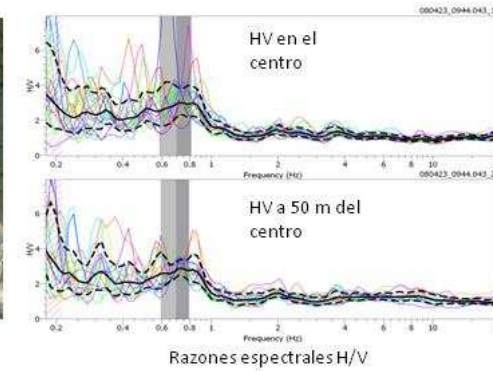
Mejor solución: $f_h=2.0$ Hz, $V_{s30} = 234$ m/s

Figura 7.10. Aplicación de la técnica de *arrays* en el municipio de Chiclana.

Puerto Real

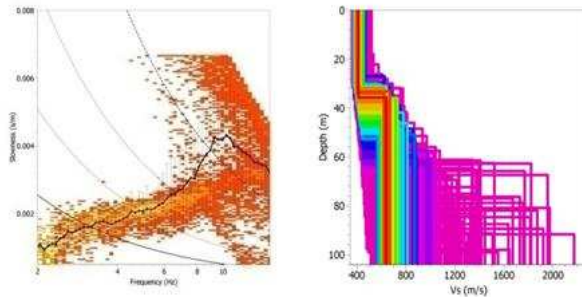


Recinto ferial

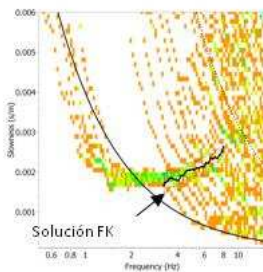


Razones espectrales H/V

Resultados FK

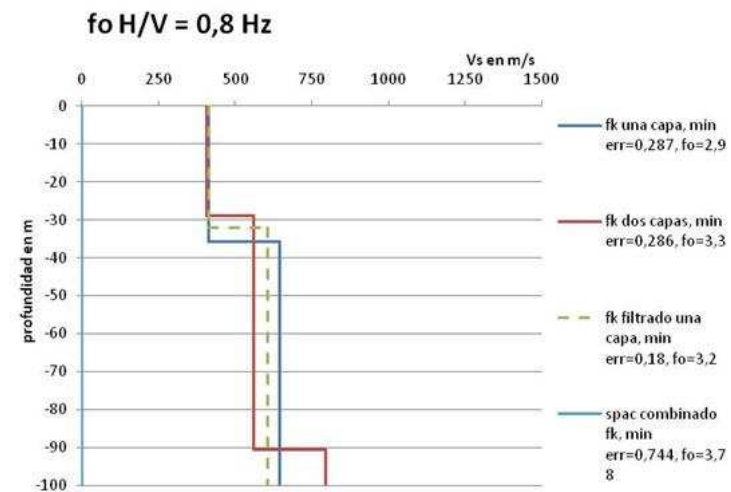


Resultados SPAC



No hay solución confiable obtenida con el método SPAC

Comparación de distintas soluciones



Mejor solución: $f_h = 3.2$ Hz, $V_{s30} = 320$ m/s

Figura 7.11. Aplicación de la técnica de *arrays* en el municipio de Puerto Real.

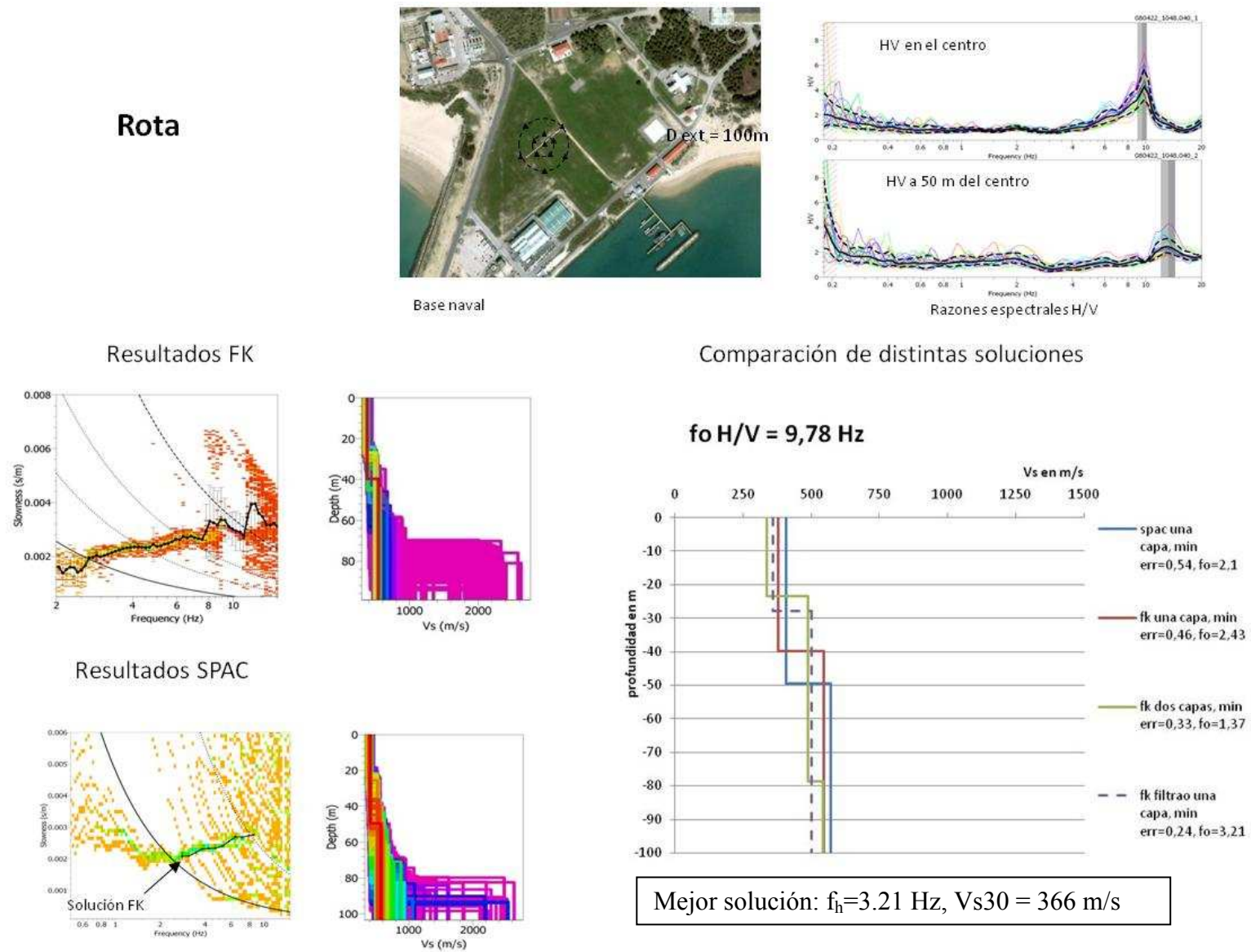
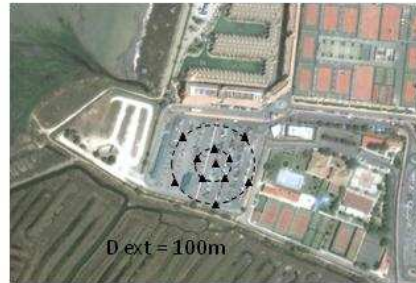
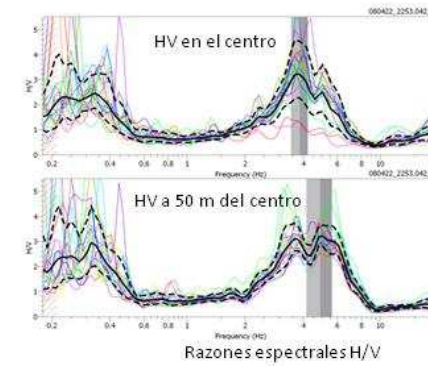


Figura 7.12. Aplicación de la técnica de *arrays* en el municipio de Rota.

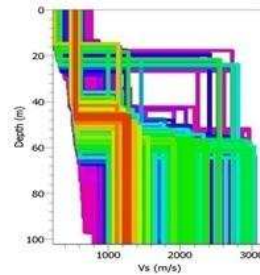
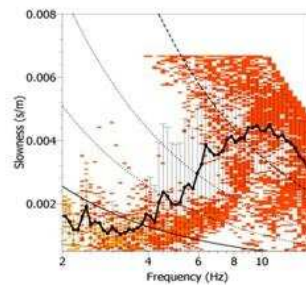
San Fernando



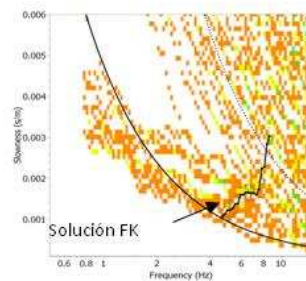
Parking hotel Bahía Sur



Resultados FK



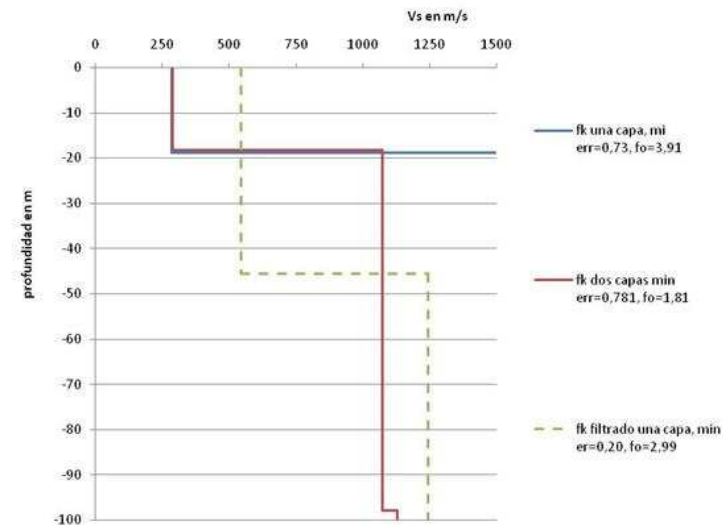
Resultados SPAC



No hay solución confiable obtenida con el método SPAC

Comparación de distintas soluciones

fo HV = 3,7 Hz



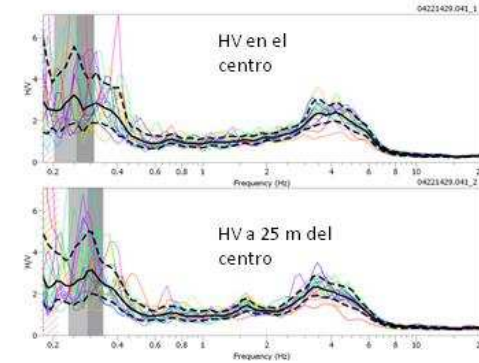
Mejor solución: $f_h=2.99$ Hz, $V_{s30} = 546$ m/s

Figura 7.13. Aplicación de la técnica de *arrays* en el municipio de San Fernando.

El Puerto de Santa María

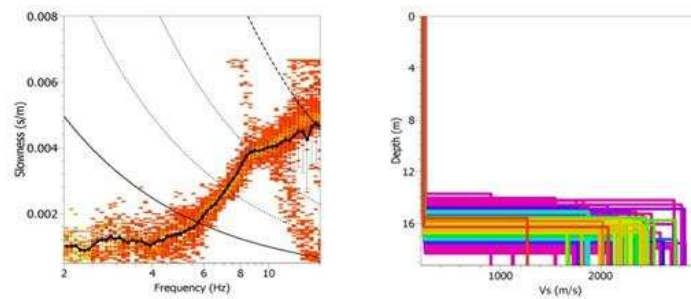


Parking de Valdelagrana

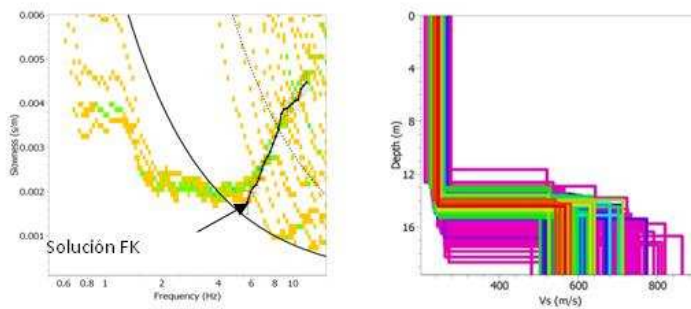


Razones espectrales H/V

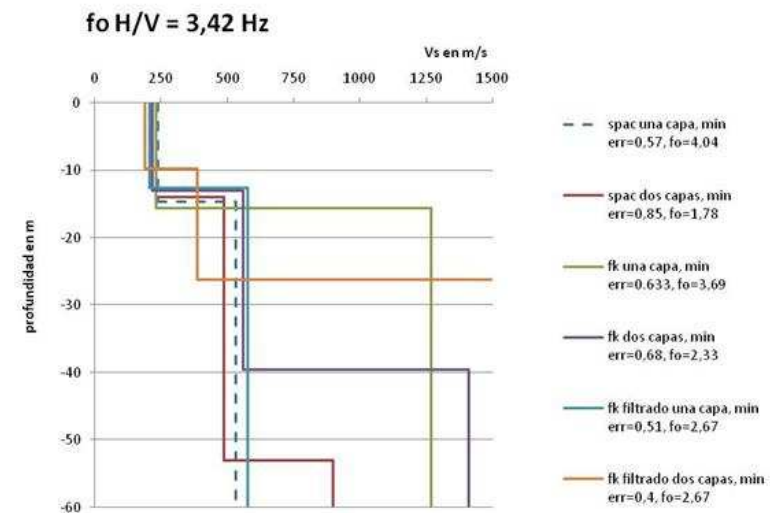
Resultados FK



Resultados SPAC



Comparación de distintas soluciones



Mejor solución: $f_h = 4.04$ Hz, $V_{s30} = 331$ m/s

Figura 7.14. Aplicación de la técnica de *arrays* en el municipio de El Puerto de Santa María.

7.2.3 Perfiles definitivos para los seis municipios

Con el fin de complementar los resultados obtenidos a partir de la aplicación del método de *arrays* y para obtener los perfiles definitivos, se consultaron los datos de ensayos SPT para obtener V_s con de los resultados de esas pruebas y el uso de correlaciones, como ya se comentó.

En la mayoría de los casos, los perfiles disponibles no superan los 10 m de profundidad. Sin embargo, estos resultados sirvieron para definir mejor las V_s de los estratos más superficiales en algunos sitios, tal y como se describe a continuación:

En el caso de Cádiz, se definió una primera capa de 10 m de espesor con una $V_s = 250$ m/s. Con estas condiciones, se volvieron a obtener curvas de dispersión y se generaron nuevos modelos.

Para Chiclana, los resultados de SPT sirvieron para corroborar la presencia de una primera capa cuya V_s es aproximadamente igual a 250 m/s, dada por los modelos generados previamente.

En el caso de Puerto Real, se introdujo una capa superficial adicional de 10 m con una $V_s = 250$ m/s. Esta información fue obtenida a partir del ensayo SPT en el sitio Las Ceferinas (figura 7.2), ubicado cerca del sitio de estudio, donde las distintas velocidades pueden promediarse como una velocidad de onda cortante alrededor de este valor. Cabe mencionar que no se volvió a los modelos dados por el *array*, debido a que los resultados previos mostraron mucha dispersión y efectivamente, con la introducción de esta capa no se mejoraron los modelos previos. El perfil correspondiente al recinto ferial se trabajó tal y como se obtuvo a partir de la aplicación del método de *arrays*, ya que es más congruente con el tipo de suelo que se definió en el mapa de la geología superficial (figura 7.5 inferior derecha). Entonces, para Puerto Real se dispone de dos perfiles: el del recinto ferial y otro que se llamará: barrio Las Ceferinas, en el que se define una primera capa de 10 m de espesor con una $V_s = 250$ m/s a partir de los datos disponibles de pruebas SPT. El sitio de Las Ceferinas se ubica más o menos a 1.5 kilómetros al Noreste del recinto ferial, por lo que su geología superficial cambia ligeramente.

Para los casos de Rota (base naval) y San Fernando (hotel Bahía Sur), que fue en los sitios donde se obtuvieron resultados con más error y dispersión en los modelos, se crearon nuevos perfiles a partir de los datos de ensayos SPT. Estos tienen los nombres de Rota recinto ferial y San Fernando Almirante, ambos casos representan perfiles ubicados más cerca del centro de los municipios respectivos, pero al no estar en los sitios precisos donde se llevaron a cabo las pruebas de *arrays*, estos nuevos datos no fueron introducidos en los modelos de *arrays* nuevamente, sino que se consideraron como perfiles nuevos.

Los perfiles definitivos se definen en la tabla 7.5 y se grafican en la figura 7.15. En la tabla 7.5 se compara además la frecuencia fundamental obtenida a partir del método H/V (llamada f_0) con la estimada a partir de los perfiles definidos para cada municipio, aplicando la relación ya mencionada para f_h . En todos los casos se obtienen valores

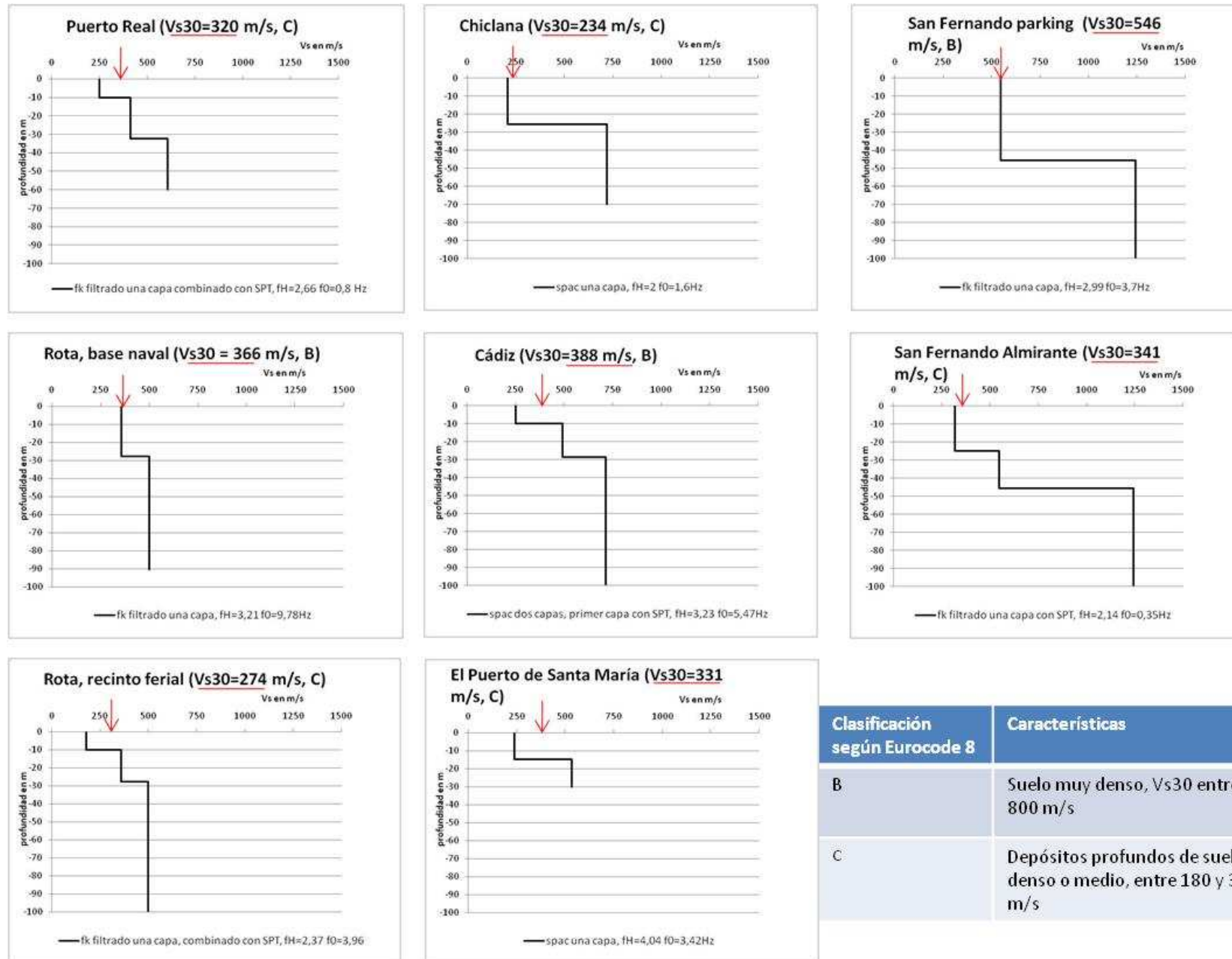
comparativos aceptables, con excepción de los sitios de Rota base naval y Puerto Real, donde la f_0 se ubica muy por encima o muy por debajo de la f_h , respectivamente.

En esa misma tabla, se muestra la Vs30 para los ocho perfiles obtenidos y esto permite clasificar los suelos de acuerdo con el Eurocode 8 (2001) y su correspondencia aproximada con las clasificaciones según la norma NCSE02 y Fleta et al. (1998). Tal y como se puede apreciar, todos los sitios se ubican en condición de suelo B o C según el EC-8 y en varios casos en un punto medio entre ambas categorías, lo que permite concluir que los suelos presentes en la zona en estudio pueden ser considerados como densos y que en términos generales, son similares entre ellos. La figura 7.15 muestra las Vs30 estimadas para cada sitio con flechas rojas verticales.

Tabla 7.5. Perfiles obtenidos con la técnica de *arrays* para la generación de modelos de respuesta en superficie.

Municipio	Profundidad capa (m)	Espesor capa (m)	Vs (m/s)
Puerto Real, Las Ceferinas ($f_h=2.66$ Hz, $f_0=0.8$ Hz) Vs30 = 320 m/s, suelo C según EC-8, suelo III según NCSE02, suelo B según Fleta et al. (1998)	10	10	250
	32.2	22.2	412.4
	60	27.8	607.3
Puerto Real, recinto ferial ($f_h=3.20$ Hz, $f_0=0.8$ Hz) Vs30 = 412 m/s, suelo B según EC-8 suelo II según NCSE02, suelo A según Fleta et al. (1998)	32.2	32.2	412.4
	60	27.8	607.3
Rota, base naval ($f_h=3.21$ Hz, $f_0=9.78$ Hz) Vs30 = 366 m/s, suelo B según EC-8 suelo II según NCSE02, suelo A según Fleta et al. (1998)	27.9	27.9	358.4
	90.5	62.6	500
Rota, recinto ferial ($f_h=2.37$ Hz, $f_0=3.96$ Hz) Vs30 = 274 m/s, suelo C según EC-8 suelo III según NCSE02, suelo B según Fleta et al. (1998)	10	10	180
	27.9	17.9	358.4
	100	72.1	500
Chiclana, recinto ferial ($f_h=2$ Hz, $f_0=1.6$ Hz) Vs30 = 234 m/s, suelo C según EC-8 suelo III según NCSE02, suelo B según Fleta et al. (1998)	25.4	25.4	208.8
	70	44.6	719.4
Cádiz, campo de fútbol ($f_h=3.23$ Hz, $f_0=5.47$ Hz)	10	10	250
	28.4	18.4	493

Vs30 = 388 m/s, suelo B según EC-8 suelo II según NCSE02, suelo A según Fleta et al. (1998)	100	71.6	715
El Puerto de Santa María, Valdelagrana ($f_h=4.04$ Hz, $f_0=3.42$ Hz) Vs30 = 331 m/s, suelo C según EC-8 suelo III según NCSE02, suelo B según Fleta et al. (1998)	14.7 30	14.7 15,3	237.2 531,8
San Fernando, parking Bahía Sur ($f_h=2.99$ Hz, $f_0=3.7$ Hz) Vs30 = 546 m/s, suelo B según EC-8 suelo II según NCSE02, suelo A según Fleta et al. (1998)	45.6 100	45.6 54.4	545.9 1244
San Fernando, Almirante ($f_h=2.14$ Hz, $f_0=0.35$ Hz) Vs30 = 341 m/s, suelo C según EC-8 suelo III según NCSE02, suelo B según Fleta et al. (1998)	25 45.6 100	25 20.6 54.4	317.2 545.9 1244


 Figura 7.15. Perfiles definitivos obtenidos a partir de los *arrays* y las correlaciones con las pruebas NSPT.

7.3 Aplicación de técnicas de simulación numérica

Se seleccionan los escenarios que serán usados como *input* de los modelos numéricos, a partir de lo que establece la Norma de Construcción Sismorresistente de España (NCSE02), y la base de datos europea de acelerogramas recopilada por Ambraseys et al. (2000). Se obtienen los acelerogramas en superficie, las funciones de transferencia, los espectros de respuesta en superficie y se comparan con los propuestos por las normas de diseño vigentes.

7.3.1 Selección de los acelerogramas para la modelización de la respuesta en superficie

De acuerdo con el capítulo II de la NCSE02, la aceleración sísmica básica (a_b) para la Bahía de Cádiz se ubica entre 0.04 y 0.08 g. Esto se evidencia en el mapa de la figura 2.1 de dicha norma, que se reproduce en la figura 7.16 de este documento. Tomando en cuenta la lista del anejo 1 de la norma, se obtienen los valores de a_b que se muestran en la tabla 7.6 de esta memoria para cada municipio, así como del valor del coeficiente de contribución K, que tiene en cuenta la influencia de los distintos tipos de terremotos esperados en la peligrosidad sísmica de cada punto.

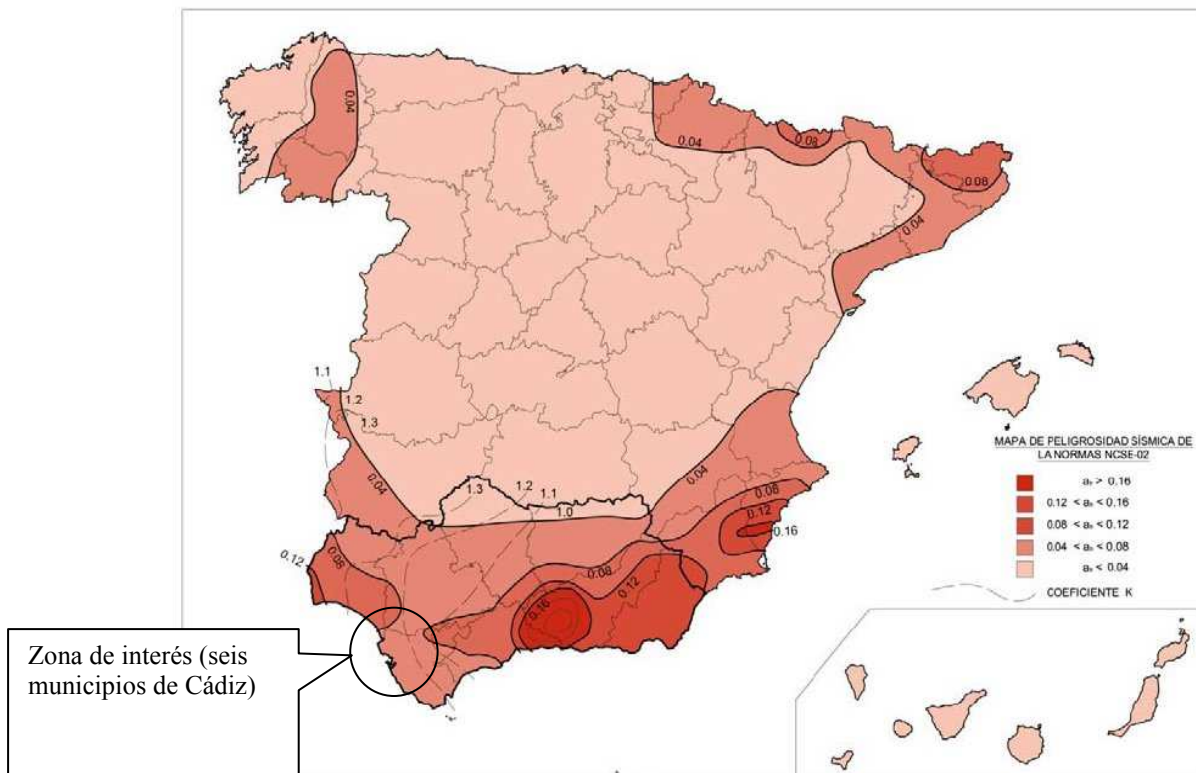


Figura 7.16. Mapa de peligrosidad sísmica de España según la norma NCSE02.

Tabla 7.6. Valores de a_b y K según la norma NCSE02 para los seis municipios de la Bahía de Cádiz en estudio.

Municipio	a_b (g)	K
Cádiz	0.07	1.3
San Fernando	0.06	1.3
Rota	0.07	1.2
Chiclana	0.05	1.3
Puerto Real	0.06	1.3
El Puerto de Santa María	0.06	1.3

Con base en la tabla anterior, se observa que los valores de a_b son bastante semejantes, siendo el menor para Chiclana y el mayor para Cádiz y Rota. El factor K es el mismo excepto en Rota, donde es un poco menor.

Otro factor importante a definir es el coeficiente del terreno C , que depende de las características geotécnicas del terreno de cimentación y que además definirá la forma del espectro, como se muestra en la figura 7.17.

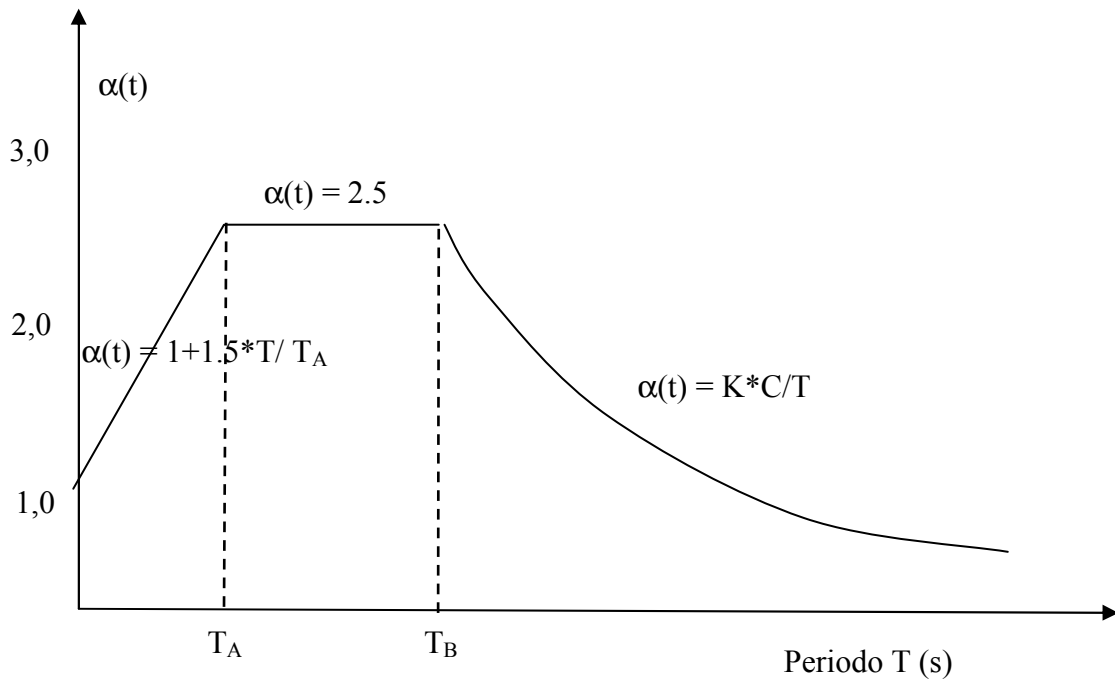


Figura 7.17. Espectro de respuesta elástica, según la Norma Sismica Española

Donde:

T_A y T_B son los periodos característicos del espectro de respuesta, con valores de:
 $T_A = K \cdot C / 10$ y $T_B = K \cdot C / 2,5$,
 T es el periodo propio del oscilador,

$\alpha(t)$ corresponde al valor del espectro normalizado de respuesta elástica.

De acuerdo con el punto 2.4 de la norma citada, solamente el primer tipo de terreno será el que será considerado como posible sitio de registro para obtener los acelerogramas de entrada. Este se define como:

Terreno tipo I: *Roca compacta, suelo cementado o granular muy denso. Velocidad de propagación de las ondas elásticas transversales o de cizalla, $v_S > 750$ m/s. $C = 1$*

A partir de la información anterior, se procede a construir los espectros normalizados para la condición de suelo mencionada, así como los intervalos de confianza del $\pm 20\%$ respecto al espectro adoptado, ya que de acuerdo con las recomendaciones del proyecto Risk-UE (2003), debe procurarse que los espectros seleccionados se encuentren dentro de este intervalo.

Tomando como base la compilación de acelerogramas de Europa hecha por Ambraseys et al. (2000), en la llamada: *European Strong-motion Database*, se seleccionaron los acelerogramas cuyos espectros de respuesta del 5% de amortiguamiento respecto al crítico y normalizados respecto al PGA, se ubiquen dentro del intervalo de confianza definido. Los espectros que muestren un mayor número de aciertos (valores dentro del intervalo de confianza) serán los que se utilicen como *input* para los modelos unidimensionales.

Se comparan espectros normalizados para ordenadas espectrales específicas definidas para los siguientes 19 valores de periodo: 0, 0.03, 0.05, 0.07, 0.1, 0.2, 0.3, 0.4, 0.45, 0.5, 0.6, 0.7, 0.8, 0.9, 1, 2, 3, 4 y 5. Se seleccionaron estas ordenadas como las más representativas del espectro de respuesta.

Las figuras 7.18 y 7.19 muestran comparaciones entre los espectros normalizados de la NCSE02 con los espectros que tuvieron un mayor número de coincidencias (ordenadas espectrales dentro de un $\pm 20\%$ de intervalo de confianza), a partir de la base de datos europea mencionada para la condición de suelo tipo I de la norma (roca). Hay 17 espectros que se ubican dentro del intervalo de confianza, que se aprecian en la figura 7.18. Sin embargo, existen ordenadas espectrales que claramente se salen de este intervalo, por lo que se hizo una nueva selección visual de los espectros que mejor cumplen con esta condición y se redujo el número a cinco, que son los que se muestran en la figura 7.19.

En la figura 7.20 se muestra el espectro promedio de los cinco registros seleccionados y se observa que se acerca mucho al valor medio de la norma, siempre dentro del intervalo de confianza definido, por lo que se decidió utilizar los registros correspondientes a estos sismos como los acelerogramas de entrada para la modelización de la respuesta en superficie.

Las características de los registros seleccionados se muestran en la tabla 7.7. La mayoría de estos provienen de instrumentos analógicos SMA-1, cuyas formas de onda se observan en las figuras 7.21 a 7.25.

Debido a que debe respetarse el valor de aceleración sísmica básica para la zona de estudio de acuerdo con la Norma de Construcción Sismorresistente, fue necesario

escalar los acelerogramas seleccionados, modificando cada valor de aceleración de la siguiente manera:

$$A_{\text{escalada}} = A_{\text{original}} * (a_b / \text{PGA}) \quad \text{Ecuación 7.3}$$

Donde A_{original} es la aceleración en cada instante de tiempo, a_b es la aceleración dada por la norma para el sitio de estudio para un periodo de retorno de 475 años (leída de la tabla 7.6) y el PGA es el máximo pico de aceleración del registro original. Al multiplicar toda la historia de aceleraciones por el factor (a_b / PGA) , se obtiene la historia de aceleraciones escalada. Si por ejemplo, $a_b = 0.06g$, el PGA del registro escalado es convertido a 0.06g.

Las figuras 7.21a a 7.25a muestran los registros originales y las 7.21b a 7.25b muestran los escalados. Estas figuras se muestran a modo de ilustración, ya que en ellas el PGA adquiere un valor de 0.06g. Sin embargo, como se indicó en la tabla 7.6, el a_b es variable para los distintos municipios, por lo que los registros deben ser escalados al a_b correspondiente.

De todos los casos seleccionados, el registro 000855YA es el que muestra una forma de onda más completa: se aprecia un pre-evento y un post-evento claramente definidos, así como el arribo de las ondas P y S. En los demás casos, los registros parecen estar incompletos o bien, registrados a largas distancias o por instrumentos analógicos, por lo que se dificulta identificar las distintas partes del acelerograma (fase fuerte, arribos de ondas, etc.). Sin embargo, esto no impide que puedan ser utilizados como entrada de los modelos numéricos ya que fundamentalmente se cumple con que su espectro de respuesta normalizado se asemeja lo suficiente al de la NCSE02, por lo que contienen la mayor parte de la energía del movimiento.

Tabla 7.7. Características principales de los registros seleccionados como *input* de los modelos, su espectro normalizado se ubica dentro del intervalo de confianza permitido.

Registro	código estación	Código sismo	Aceleración (m/s ²)	Duración (s)
000046ZA	11, Adagio, Italia	34. Friuli, norte de Italia Fecha: 06.05.76, Magnitud: 6.5 Ms	0.131	17.73
000142YA	14, Codropio, Italia	65. Aftershock Friuli. Fecha: 12.09.76. Magnitud: 5.7mb	0.370	26.69
000280ZA	91, Beni Rashid, Argelia	140, El Asnam, N.Argelia. Fecha: 30.10.80. Magnitud: 4.7 Ms	0.187	21.92
000855YA	228, Gubbio Piana, Italia	365. After. Umbro march. Fecha: 05.04.1998. Mag.: 4.4 Ms	0.235	72.73
000181YA	53, Boshroyeh, Irán	87. Tabas, NC Irán. Fecha: 16.09.78. Magnitud: 7.3 Ms	0.853	34.96

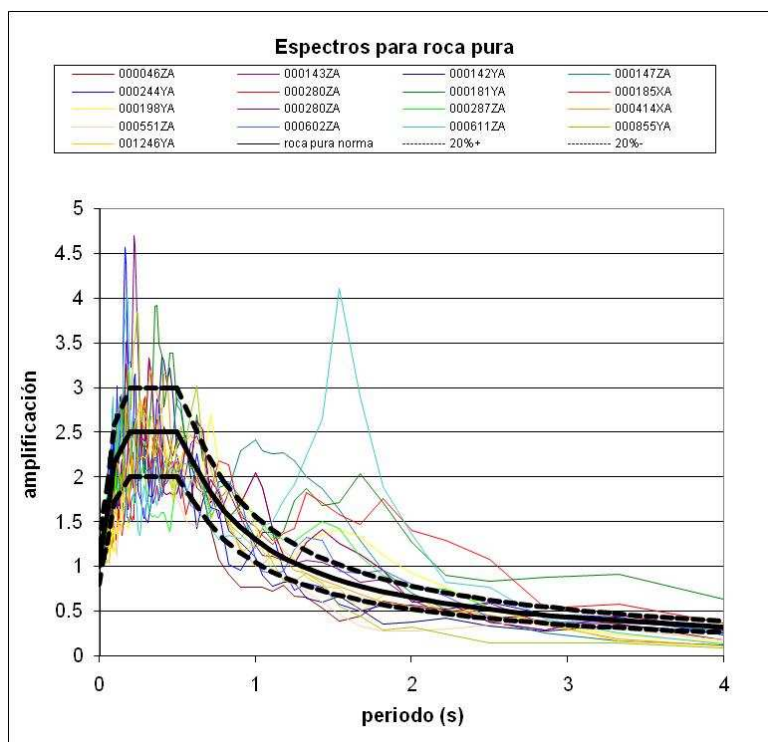


Figura 7.18. Espectros comparados con la Norma Española (líneas negras), para la condición de terreno tipo I. Se muestran todos los espectros que obtuvieron al menos 11 aciertos dentro del intervalo de confianza de $\pm 20\%$.

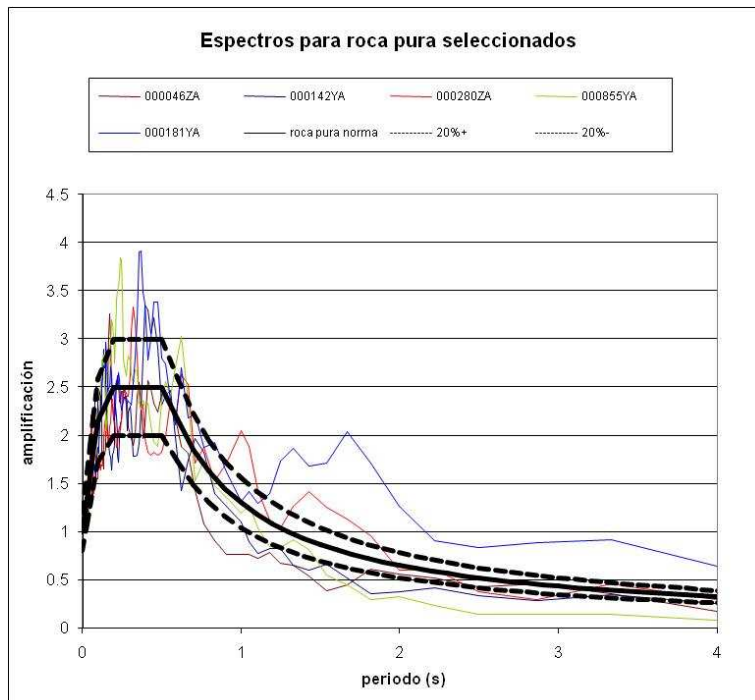


Figura 7.19 Espectros comparados con la Norma Española (líneas negras), para la condición de terreno tipo I. Se muestran solamente los espectros con mayor número de aciertos dentro del intervalo de confianza de $\pm 20\%$.

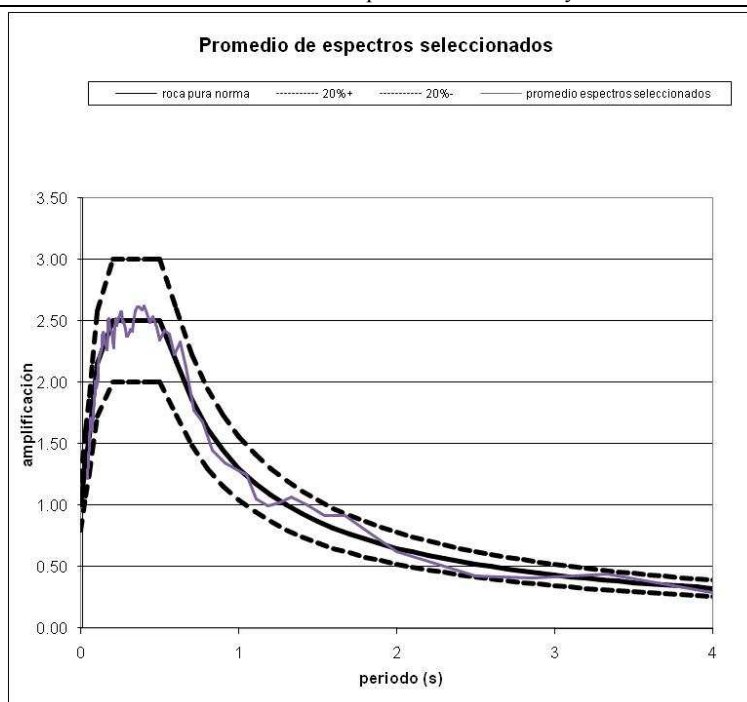
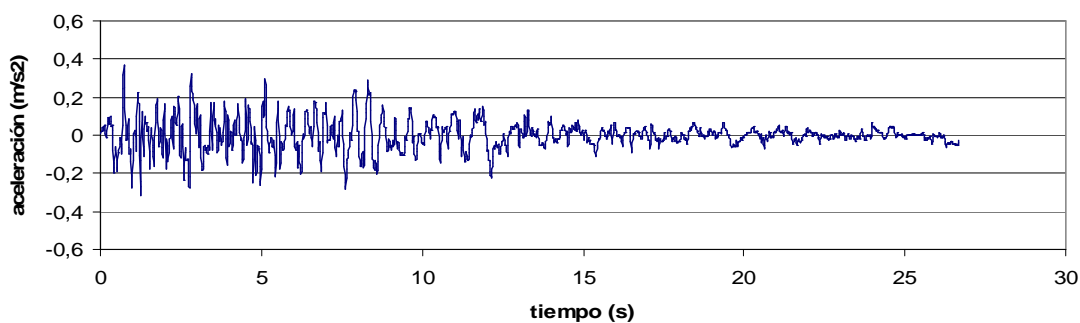


Figura 7.20. Comparación del promedio de los espectros seleccionados con los intervalos de confianza definidos. Este promedio se ubica siempre dentro del intervalo de confianza.

a) Acelerograma 000142YA original



b) Acelerograma 000142YA escalado

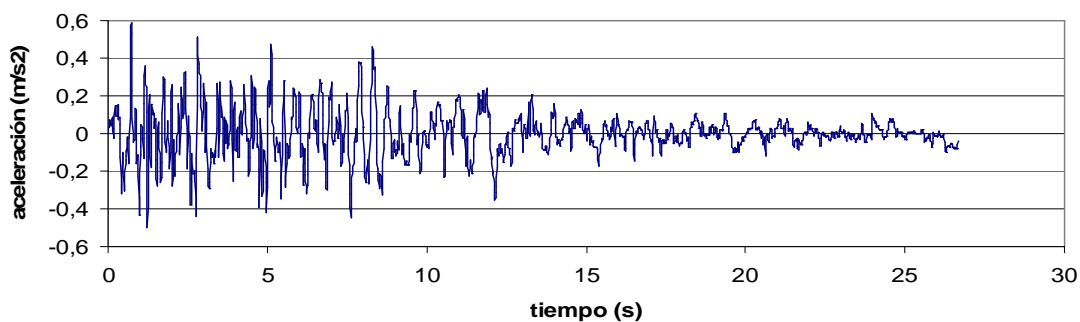


Figura 7.21. Formas de onda del registro 000142YA a) original y b) escalado.

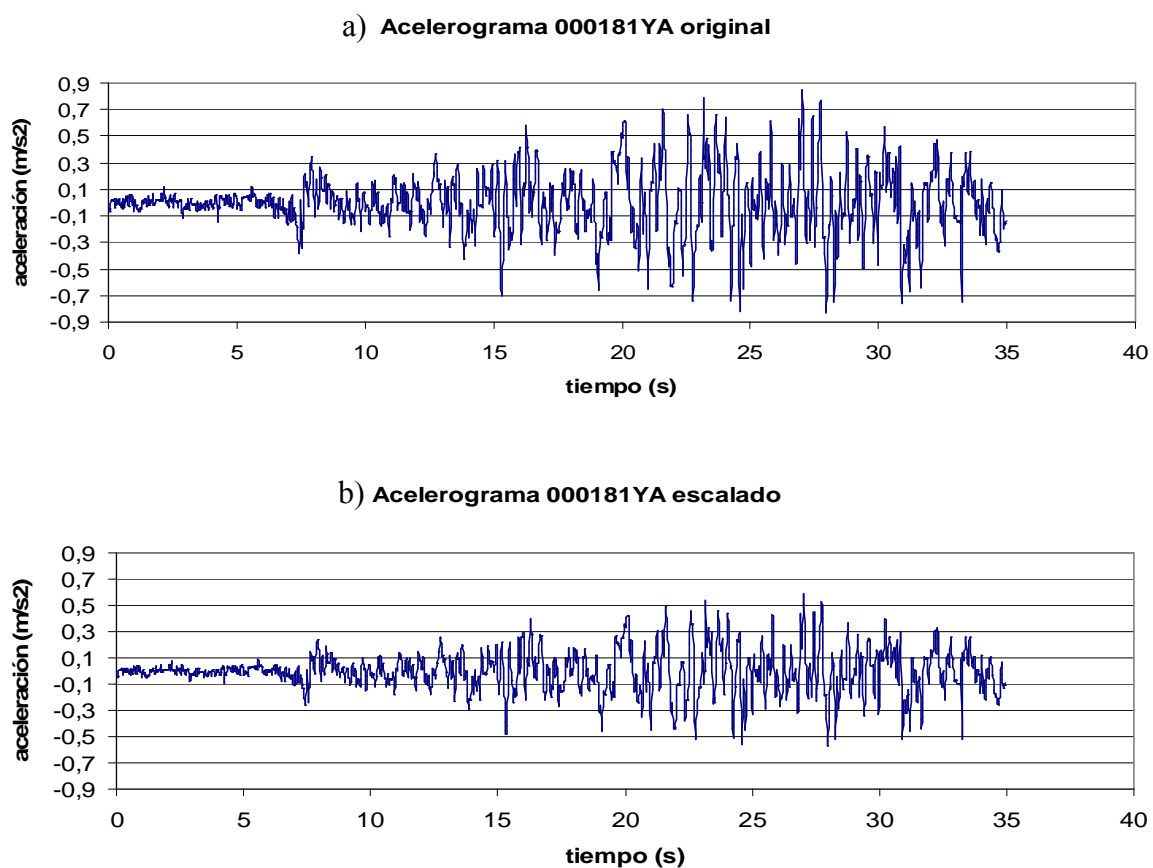


Figura 7.22. Formas de onda del registro 000181YA a) original y b) escalado.

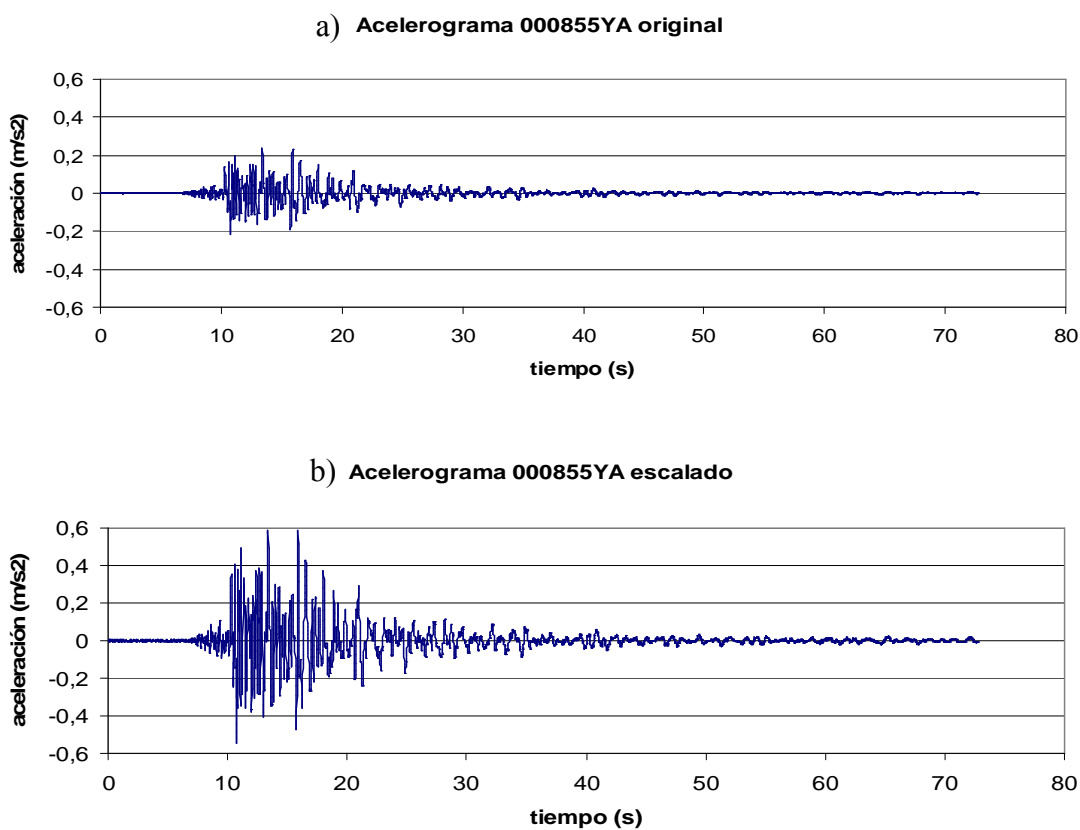


Figura 7.23. Formas de onda del registro 000855YA a) original y b) escalado.

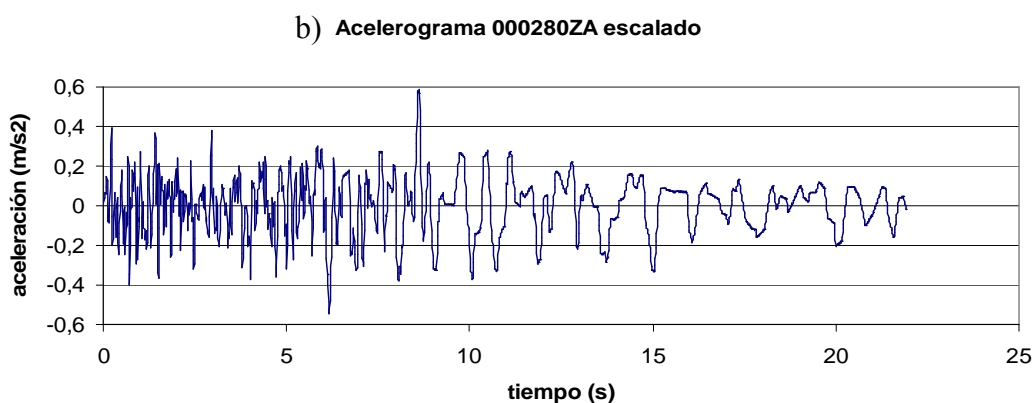
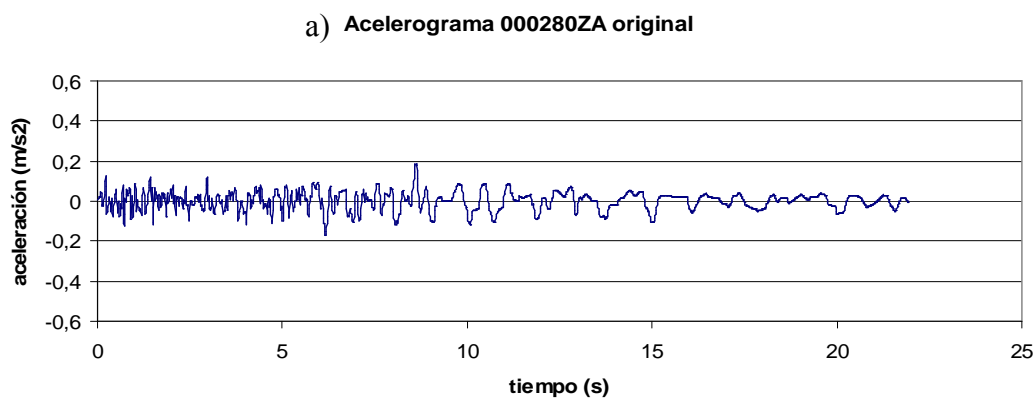


Figura 7.24. Formas de onda del registro 000280ZA a) original y b) escalado.

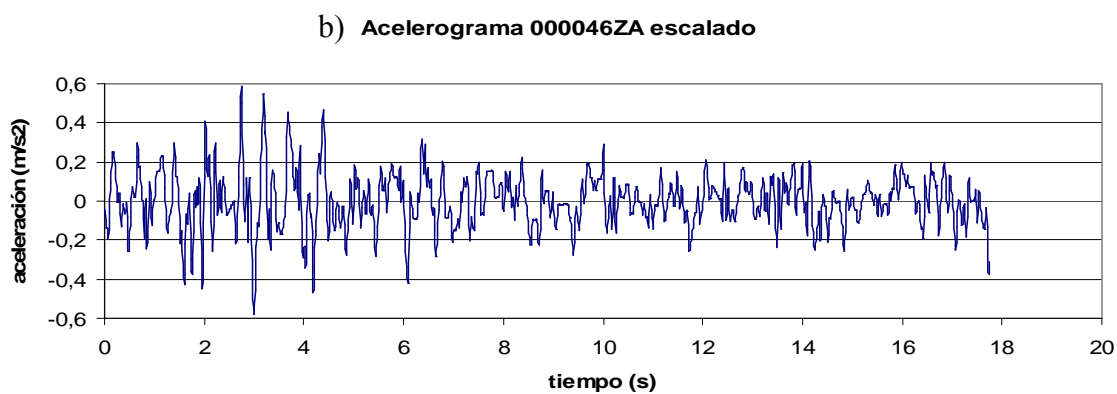
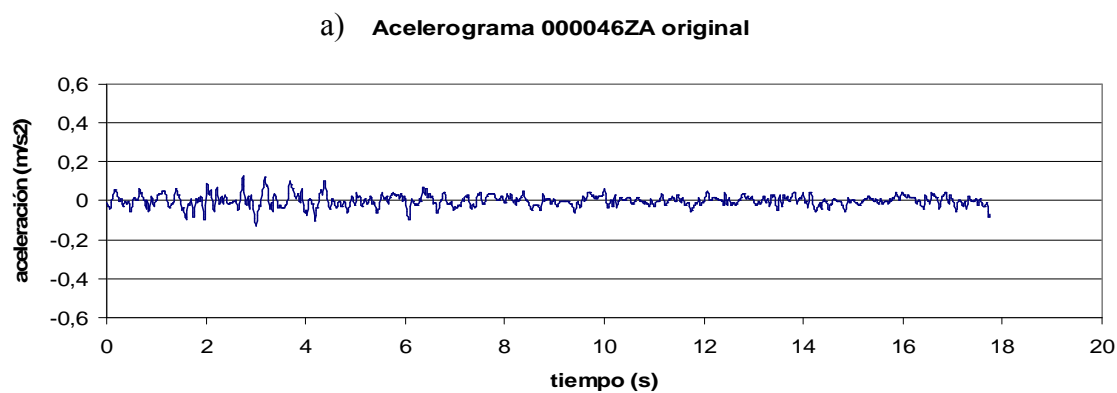


Figura 7.25. Formas de onda del registro 000046ZA a) original y b) escalado.

7.3.2. Resultados obtenidos a partir del modelado de la respuesta en superficie

Los perfiles de suelo seleccionados se mostraron en la tabla 7.5, con sus respectivos espesores de capas y velocidades V_s asociadas.

Los parámetros más importantes para la aplicación del programa Shake en la zona de estudio son seleccionados de la siguiente manera:

En vista de que el material predominante en el área de estudio es la arena, las curvas utilizadas para la degradación del módulo de cortante (G) y del amortiguamiento (ζ) en función de la deformación, son las definidas para arenas (Sand) por Seed & Idriss, *average* (ProShake, 2001). Para estas capas, el peso unitario utilizado fue de 18.6 KN/m^3 .

No fue posible definir la roca base como tal, debido a limitaciones en la apertura de los *arrays* (100 m como máximo), pero se definió el suelo de referencia (firme) como aquel en el que la V_s supera los 500 m/s. Según diversos autores (Schmidt et al., 2005), a partir de este valor de velocidad no se observan efectos de sitio significativos.

A este último material (el más profundo de los identificados), se le asignó las curvas de degradación del G e incremento de ζ en función de la deformación correspondiente a roca (Idriss), con un peso específico de 20.58 KN/m^3 . Sin embargo, tal y como se verá más adelante, debido a que los sismos de entrada tienen un PGA bastante bajo, los niveles de deformación asociados son también bajos, por lo que tanto G como ζ mantendrán un valor prácticamente constante en todas las iteraciones que haga el programa hasta converger a una solución, lo que muestra un comportamiento predominantemente lineal de los materiales.

Los acelerogramas de entrada serán los mismos cinco identificados en el apartado anterior, escalados a los PGA correspondientes según la norma NCSE02. Sus nombres son: Asnam, Friuli Aftershock, Friuli, Tabas y Umbro. Son definidos en el afloramiento (*outcrop*), ya que fueron registrados en superficie. De este modo, el programa Shake se encarga de deconvolucionarlos hasta la capa de referencia y después, propagarlos hasta la superficie por las distintas capas de suelo.

Como resultados se obtuvieron: acelerogramas en la superficie y en el suelo de referencia, a partir de los cuales se calcularon las Intensidades de Arias, los espectros de respuesta para el 5% de amortiguamiento en los mismos puntos y las funciones de transferencia de la superficie respecto a la base.

7.3.2.1. Funciones de transferencia modeladas

Las figuras 7.26 a 7.34 muestran, en su parte superior, las funciones de transferencia obtenidas para los nueve perfiles seleccionados. Además, se grafican las razones espectrales (división entre los espectros de respuesta en superficie y en el suelo de referencia) en líneas de puntos en las mismas figuras y se indican los valores correspondientes a la frecuencia fundamental (f_0) obtenida al aplicar la técnica H/V,

siendo los casos de Chiclana (figura 7.27a) y El Puerto de Santa María (figura 7.34a) en los que se observa mayor coincidencia de la frecuencia obtenida por ambos métodos.

Al observar las funciones de transferencia, lo más llamativo resulta ser la gran amplificación que muestra el modo fundamental, que en algunos casos supera un valor de 20.

Las razones que justifican lo anterior fueron comentadas con otros investigadores y con los creadores del programa comercial ProShake (EduPro Civil Systems Inc.) utilizado en este análisis y se resumen en lo siguiente:

Los sismos utilizados como entrada tienen bajos niveles de aceleración (que son definidos por la norma NCSE02) y cuyo PGA escalado varía entre 0.05 y 0.07g. Esto implica que los niveles de deformación asociados en el suelo son también bajos, por lo que los amortiguamientos correspondientes a cada iteración (obtenidos de las curvas seleccionadas de amortiguamiento vs. deformación), también serán bajos. Eso trae como consecuencia que las funciones de transferencia resulten muy amplificadas (muy poco amortiguadas), pero en un rango de frecuencias muy angosto, por lo que los acelerogramas modelados en superficie no sufrirán amplificaciones dramáticas, del mismo orden que las funciones de transferencia obtenidas y mucho menos en un amplio rango de frecuencias.

Además, al tener algunos perfiles grandes contrastes de impedancias, se produce también un efecto de amplificación en frecuencias específicas, por lo que la fundamental se verá también afectada. Sin embargo, los acelerogramas a partir de los cuales se calcularán las Intensidades de Arias y los incrementos de las intensidades macrosísmicas son confiables, ya que provienen de historias temporales de aceleración que son el resultado de la superposición de muchas ondas y no solamente de las más amplificadas por la función de transferencia, de manera que las amplitudes observadas en los acelerogramas modelados no contienen amplificaciones del mismo orden que las funciones mencionadas.

Las razones espectrales tienen formas semejantes a las funciones de transferencia pero con niveles de amplificación mucho menores, como era de esperarse.

7.3.2.2 Espectros en superficie

Las figuras 7.26 a 7.34, en su parte inferior, muestran los espectros de respuesta obtenidos en superficie para el 5% de amortiguamiento para los cinco registros considerados y en línea negra, el promedio que claramente suaviza picos excesivos presentes en casos específicos.

En general, el periodo predominante se ubica entre 0.2 y 0.6 segundos, con aceleraciones espectrales (SA) asociadas al periodo predominante que varían entre 0.21 y 0.4 g, aproximadamente.

Observando los promedios en esas mismas figuras, la pseudo aceleración mayor (SA_{max}) se obtiene en San Fernando Almirante (0.4 g, a un periodo de 0.4 s, figura 7.28b) y la menor SA_{max} proviene de Puerto Real recinto ferial (0.21 g asociado a un $T = 0.35$ s, figura 7.30b).

Todos los espectros promedio muestran una forma semejante en cuanto al ancho de la máxima amplitud. Los casos de San Fernando Bahía Sur y El Puerto de Santa María son algo más angostos.

Para los casos de Cádiz (figura 7.26b) y Chiclana (7.27b), el espectro obtenido a partir del registro de Umbro sobresale respecto al promedio en forma significativa, sobretudo alrededor del periodo de máxima amplitud. Para los siete casos restantes es el registro del sismo de Tabas el que muestra este efecto. Esto debe estar asociado al hecho de que los registros de Tabas y Umbro son los que presentan mayores amplitudes en su espectro original (figura 7.19), sobretudo en la zona de máxima amplificación.

Especialmente el espectro de Tabas sobresale respecto al promedio a partir de los 1.2 s para los sitios de Puerto Real recinto ferial (figura 7.30b), Puerto Real Las Ceferinas (figura 7.31b) y Rota base naval (figura 7.33b).

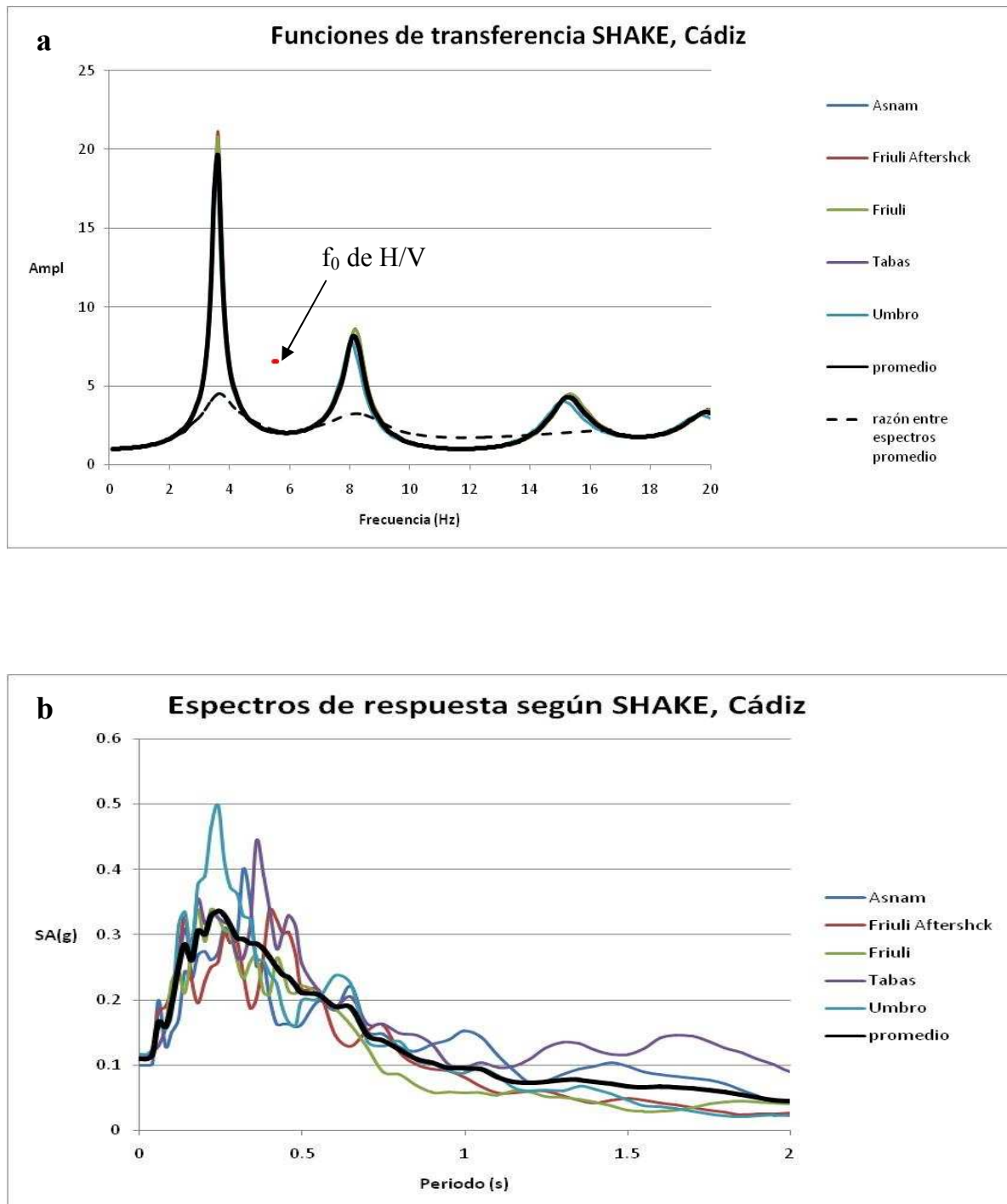


Figura 7.26. Funciones de transferencia (a) y espectros de respuesta (b) obtenidos para Cádiz.

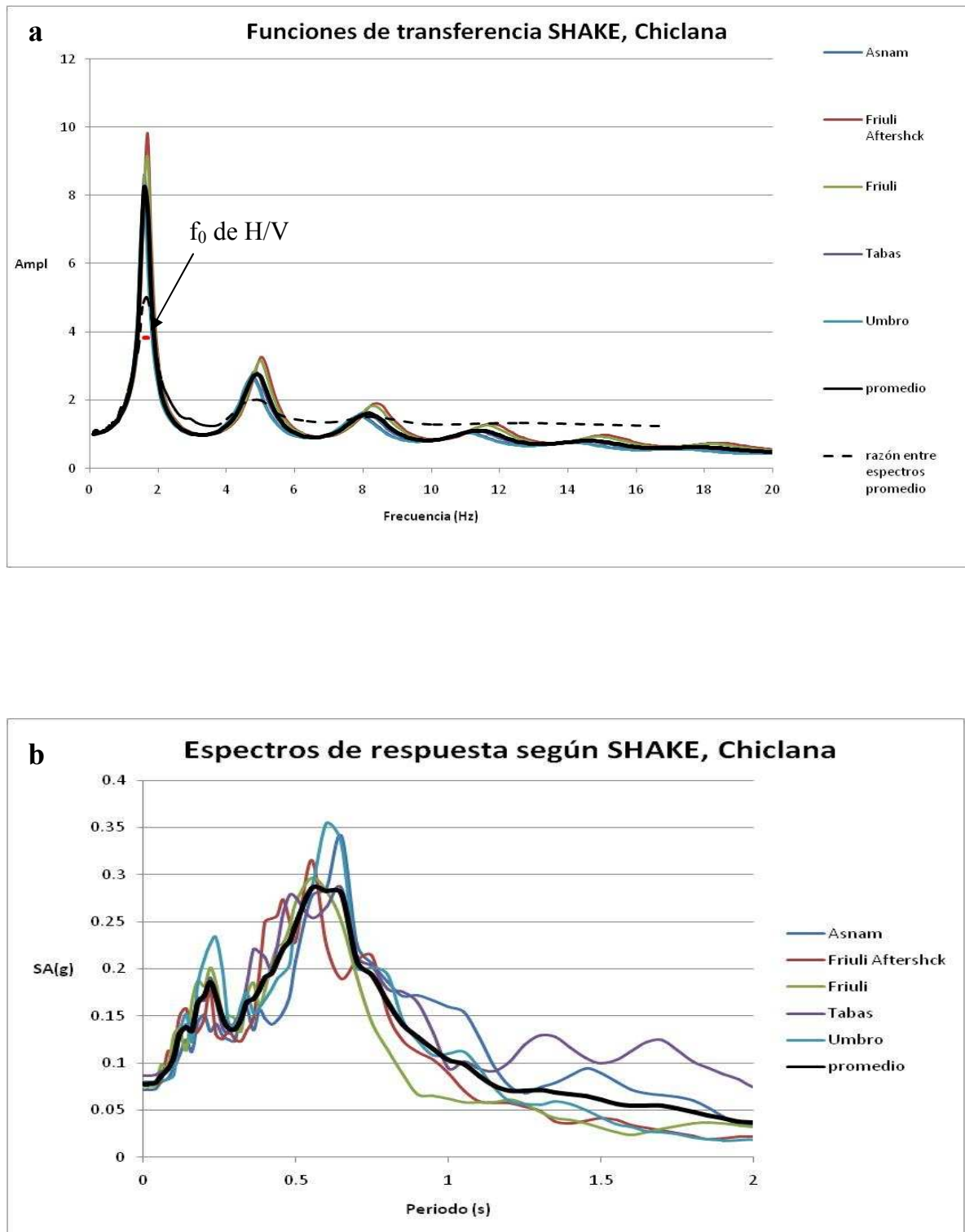


Figura 7.27. Funciones de transferencia (a) y espectros de respuesta (b) obtenidos para Chiclana.

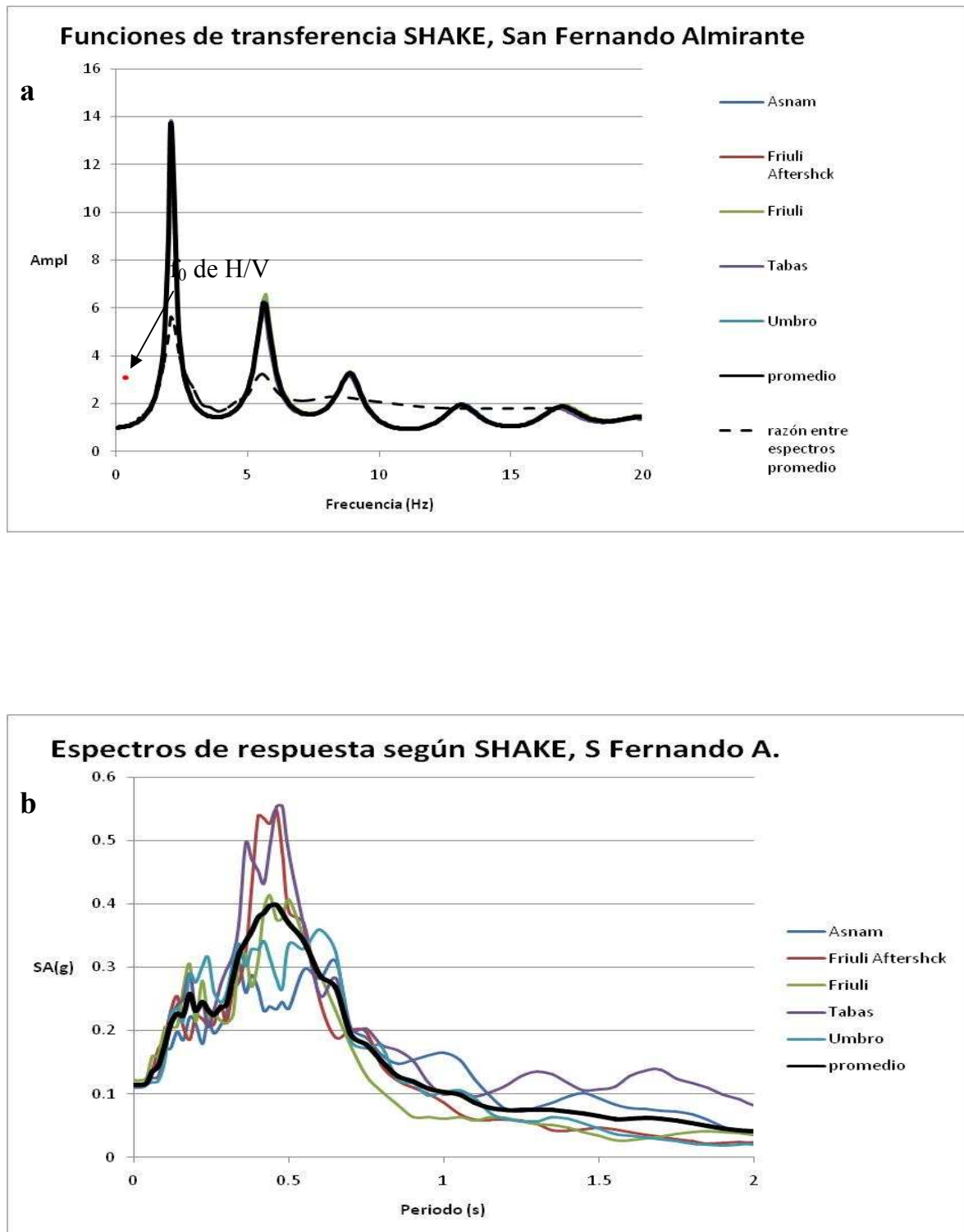


Figura 7.28. Funciones de transferencia (a) y espectros de respuesta (b) obtenidos para San Fernando Almirante.

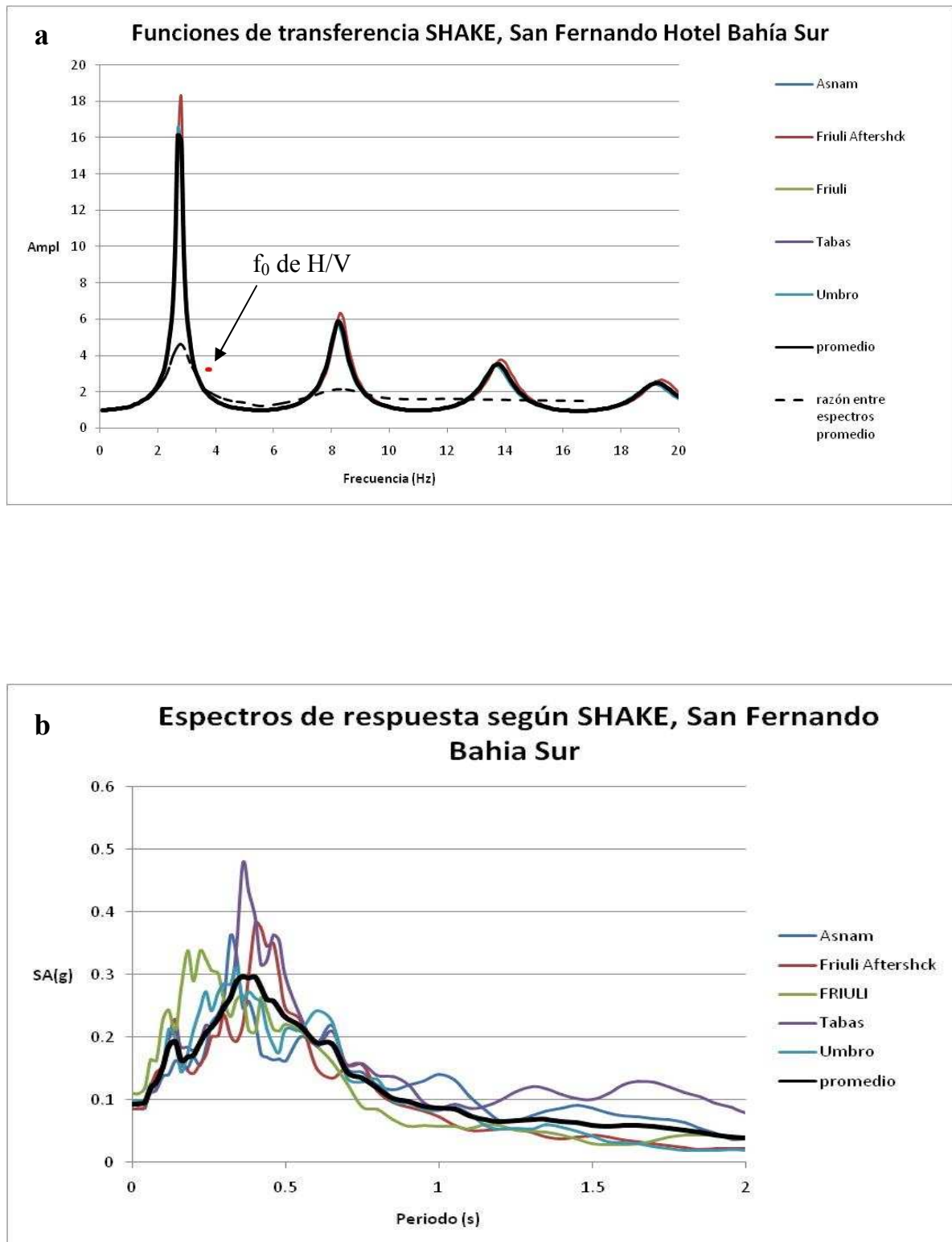


Figura 7.29. Funciones de transferencia (a) y espectros de respuesta (b) obtenidos para San Fernando hotel Bahía Sur.

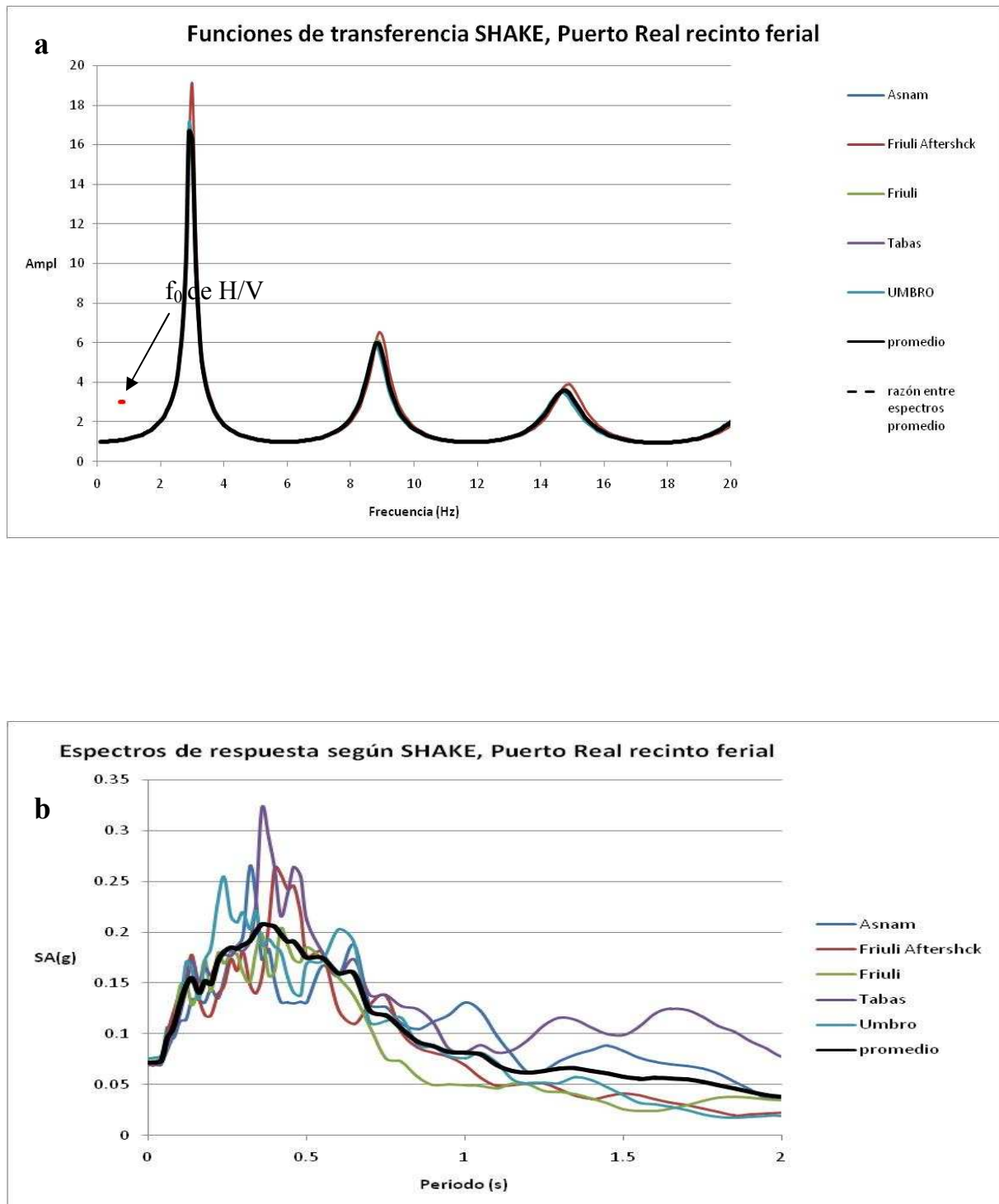


Figura 7.30. Funciones de transferencia (a) y espectros de respuesta (b) obtenidos para Puerto Real, recinto ferial.

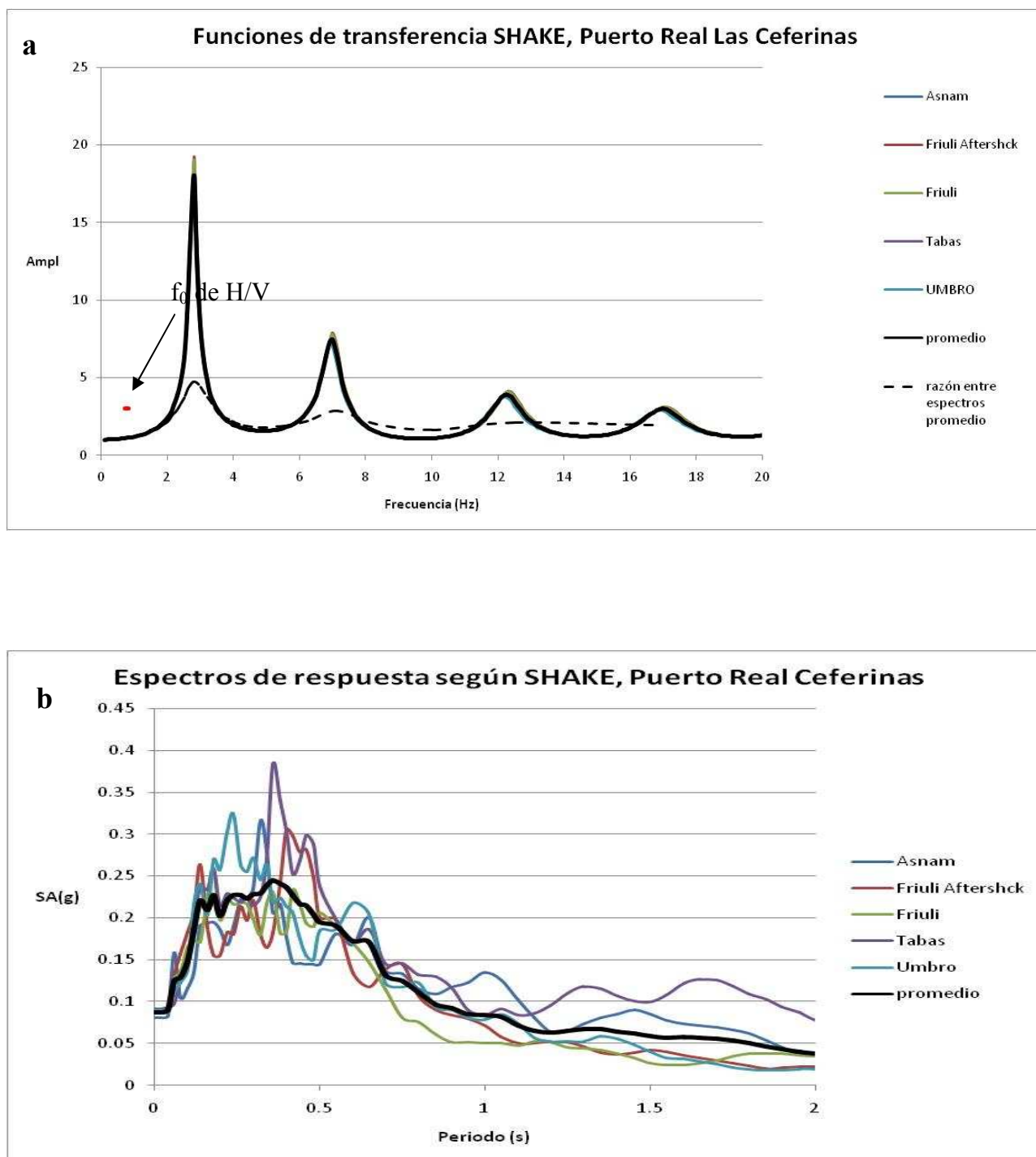


Figura 7.31. Funciones de transferencia (a) y espectros de respuesta (b) obtenidos para Puerto Real, barrio Las Ceferinas.

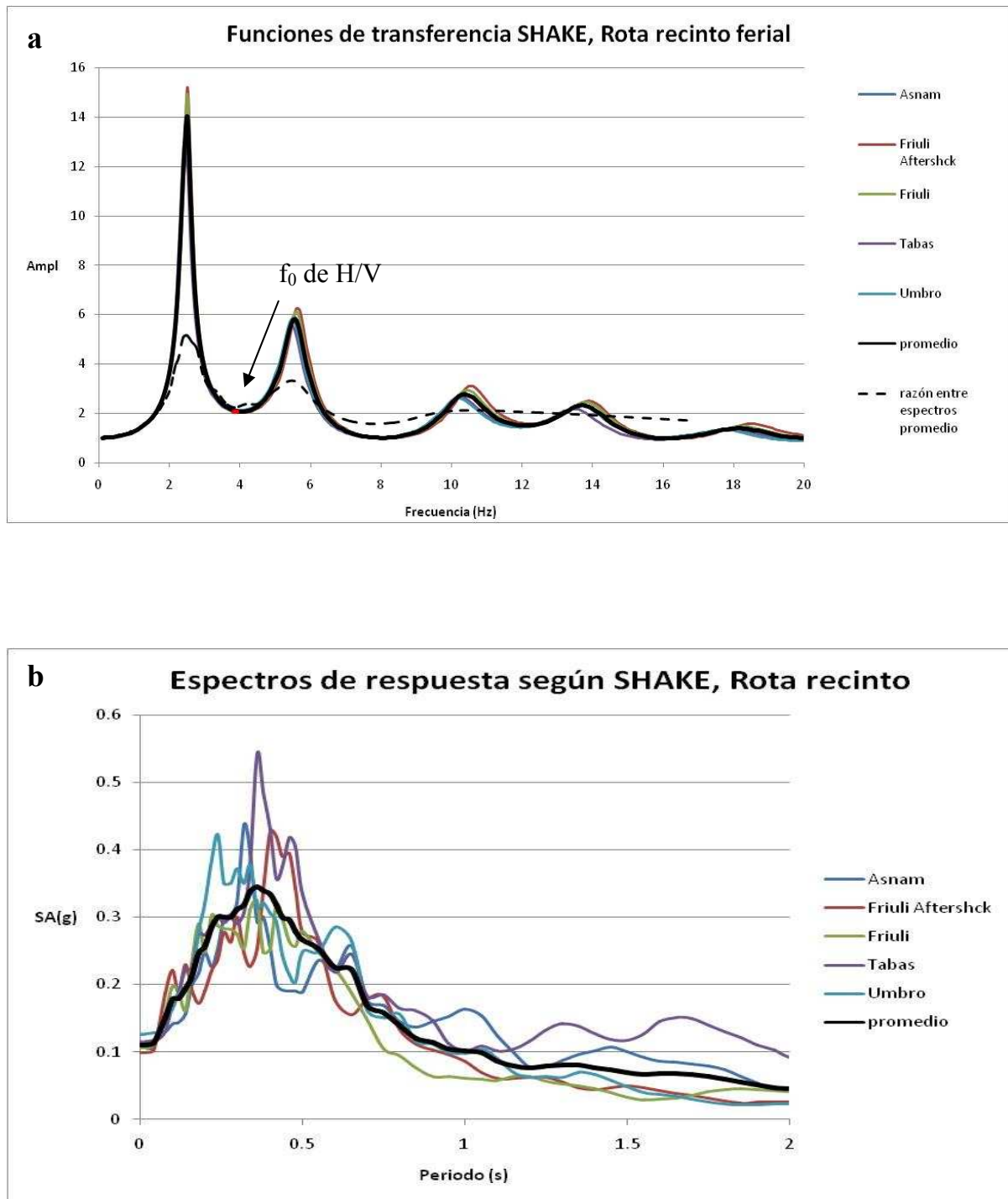


Figura 7.32. Funciones de transferencia (a) y espectros de respuesta (b) obtenidos para Rota, recinto ferial.

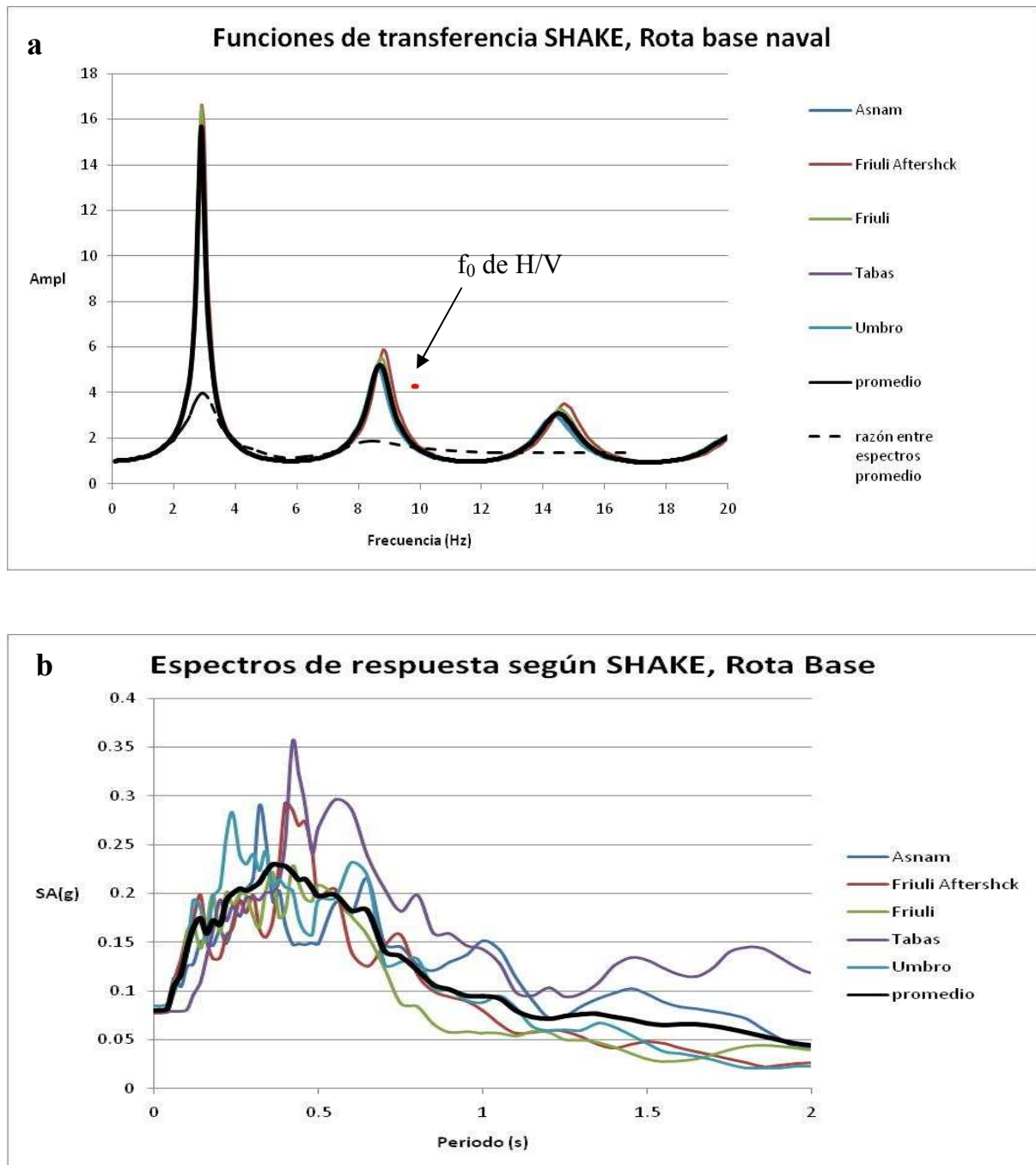


Figura 7.33. Funciones de transferencia (a) y espectros de respuesta (b) obtenidos para Rota, base naval.

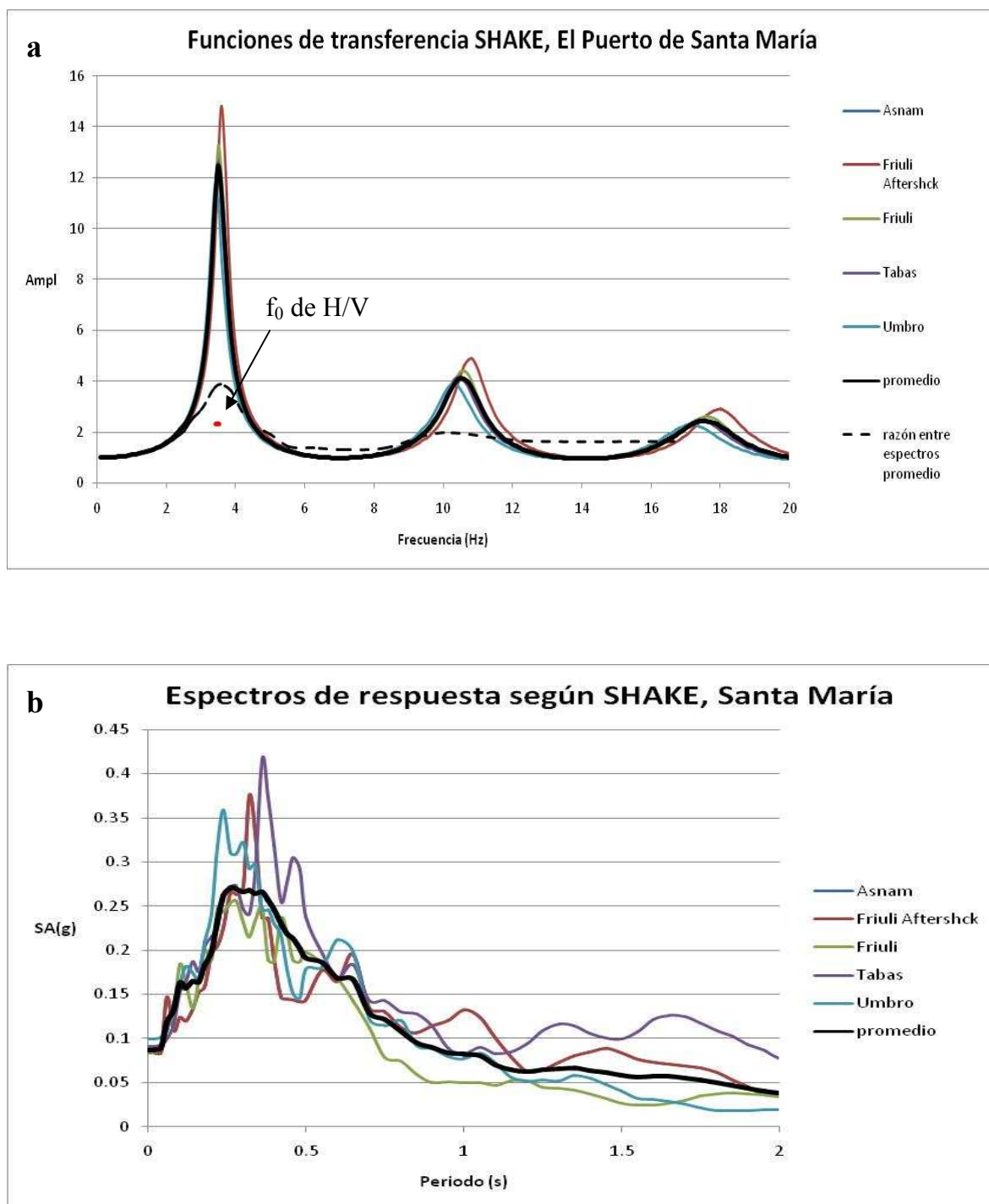


Figura 7.34. Funciones de transferencia (a) y espectros de respuesta (b) obtenidos para Rota, recinto ferial.

7.3.2.3 Comparación de los espectros promedio obtenidos con los definidos por las normas NCSE02 Y EC-8

A partir de los espectros promedio obtenidos en superficie, se hacen las comparaciones con los espectros de las normas vigentes, tanto la española (NCSE02) como la europea (EC-8).

Respecto a la NCSE02, se retoma la tabla 7.6, donde se identifica para cada municipio la aceleración básica a_b y el coeficiente K asociado. Esto definirá tanto la forma del espectro, como los valores de las ordenadas espectrales de aceleración (SA), ya que los periodos que definen la parte plana del espectro se calculan con las relaciones: $T_A = K \cdot C / 10$ y $T_B = K \cdot C / 2.5$. La tabla 7.8 muestra los valores del coeficiente C según el tipo de suelo.

Tabla 7.8. Coeficiente C según el tipo de suelo, de acuerdo con NCSE02.

Tipo de suelo	Valor de C
I	1.0
II	1.3
III	1.6
IV	2.0

Estos tipos de suelo se definen de la siguiente forma, según la NCSE02:

- Terreno tipo I: Roca compacta, suelo cementado o granular muy denso. Velocidad de propagación de las ondas elásticas transversales o de cizalla, $v_s > 750$ m/s. Equivale aproximadamente a suelo tipo A según el EC-8 y a tipo R según Fleta et al. (1998).
- Terreno tipo II: Roca muy fracturada, suelos granulares densos o cohesivos duros. Velocidad de propagación de las ondas elásticas transversales o de cizalla, $750 \text{ m/s} \geq v_s > 400$ m/s. Equivale a suelo tipo B según el EC-8 y a tipo A según Fleta et al. (1998).
- Terreno tipo III: Suelo granular de compacidad media, o suelo cohesivo de consistencia firme a muy firme. Velocidad de propagación de las ondas elásticas transversales o de cizalla, $400 \text{ m/s} \geq v_s > 200$ m/s. Equivale a suelo tipo C según el EC-8 y a tipo B según Fleta et al. (1998).
- Terreno tipo IV: Suelo granular suelto, o suelo cohesivo blando. Velocidad de propagación de las ondas elásticas transversales o de cizalla, $v_s \leq 200$ m/s. Equivale a suelo tipo D según el EC-8 y a tipo C según Fleta et al. (1998).

Para obtener las ordenadas espectrales comparables con las de los espectros estimados en superficie, es necesario estimar la aceleración sísmica de cálculo a_c , que se define como el producto de:

$$a_c = S \cdot p \cdot a_b, \quad \text{Ecuación 7.4}$$

donde:

a_b es la aceleración básica,

ρ es el coeficiente adimensional de riesgo, función de la probabilidad aceptable de que se exceda a_c en el período de vida para el que se proyecta la construcción y que toma los siguientes valores: para construcciones de importancia normal $\rho = 1.0$, que es el caso que nos ocupa y para construcciones de importancia especial $\rho = 1.3$,

S es el coeficiente de amplificación del terreno, que toma el valor de $S=C/1.25$ para casos donde $\rho * a_b \leq 0,1$ g, que corresponde a las condiciones de todos los municipios que se analizan. De esta manera, todas las ordenadas espectrales de los espectros de respuesta normalizados deben ser multiplicadas por a_b y por el coeficiente S definido arriba, cuyos valores se resumen en la tabla 7.9.

Tabla 7.9. Estimación del coeficiente de amplificación del suelo S para los 9 perfiles de suelo considerados, de acuerdo con el tipo de suelo asociado según NCSE02. Se indica la equivalencia según el criterio de clasificación de Fleta et al. (1998) con (*) para evitar confusiones.

Sitio	a_b (g)	Tipo suelo NCSE02	C	S	Suelo EC-8	Suelo Fleta et al. (1998)
Cádiz	0.07	II	1.3	1.04	B	A*
Chiclana	0.05	III	1.6	1.28	C	B*
Puerto Real (Las Ceferinas)	0.06	III	1.6	1.28	C	B*
Puerto Real (recinto ferial)	0.06	II	1.3	1.04	B	A*
Rota (base naval)	0.07	II	1.3	1.04	B	A*
Rota (recinto ferial)	0.07	III	1.6	1.28	C	B*
San Fernando (hotel BS)	0.06	II	1.3	1.04	B	A*
San Fernando (Almirante)	0.06	III	1.6	1.28	C	B*
El Puerto de Santa María	0.06	III	1.6	1.28	C	B*

Las figuras 7.35 a 7.43 muestran las comparaciones de los espectros promedio respecto a las dos normas mencionadas. Para el EC-8, los sismos tipo I se refieren a sismos grandes y los tipo II a sismos pequeños, con magnitudes M_s inferiores a 5.5 (Eurocode 8, 2001).

Se observa que en algunos casos las ordenadas espectrales obtenidas con los modelos (líneas negras en los gráficos, que representan el espectro promedio), sobresalen respecto a las normas, sobre todo en las zonas del *plateau*. Estos son los casos de Cádiz, Chiclana, Rota (recinto ferial), San Fernando Almirante, San Fernando Bahía Sur y El Puerto de Santa María. En estos, en general se tiene un buen ajuste para el decaimiento del espectro a partir de 0.5 s o 0.6 s semejante al correspondiente a suelo B sismo tipo I del EC-8, pero las amplitudes del espectro promedio sobresalen en la zona del *plateau*, sobre todo para el caso de San Fernando Almirante. En términos generales, esto suele suceder cuando se compara una norma o código de diseño con estudios hechos para escenarios específicos.

Los casos de Rota (base naval, figura 7.39) y Puerto Real (recinto ferial y Las Ceferinas (figura 7.37), concuerdan bastante bien con los espectros planteados, sobre todo con la NCSE02 y el EC-8 para sismos tipo I. A partir del *plateau*, el decaimiento de prácticamente todos los espectros de estos casos, coincide bastante bien con el del EC-8, para sismos tipo I.

No se tienen buenos ajustes con los espectros tipo II del EC-8 (sismos moderados y pequeños con $M_s < 5.5$), por lo que los sismos utilizados en este estudio para el modelado de la respuesta tienen a parecerse más bien a sismos grandes, con un contenido frecuencial más amplio que los de tipo II, ya que precisamente los acelerogramas de entrada se escogieron con base en la NCSE02 para un $K=1.3$, que corresponde a uno de los valores más altos de España, para reflejar la presencia de grandes terremotos al sur-oeste de Portugal, como lo fue el de 1755.

Las altas aceleraciones espectrales observadas en los casos de Cádiz, Chiclana, Rota (recinto ferial), San Fernando Almirante, San Fernando Bahía Sur y El Puerto de Santa María se deben en parte a las amplificaciones sufridas por las funciones de transferencia en un rango angosto de frecuencias, debido a las razones expuestas en el apartado 7.3.2.1.

Existen otras publicaciones donde se hace referencia a la posibilidad de que las ordenadas espectrales alcancen valores de hasta 400 gales en Cádiz. A modo de ejemplo, la figura 7.44 muestra espectros de respuesta para distintas ciudades de Andalucía, obtenidos a partir de un estudio de riesgo sísmico presentado por Benito et al. (2009), en el cuál se observan amplificaciones significativas para el área de interés en este estudio, en rangos de valores semejantes para ambos estudios.

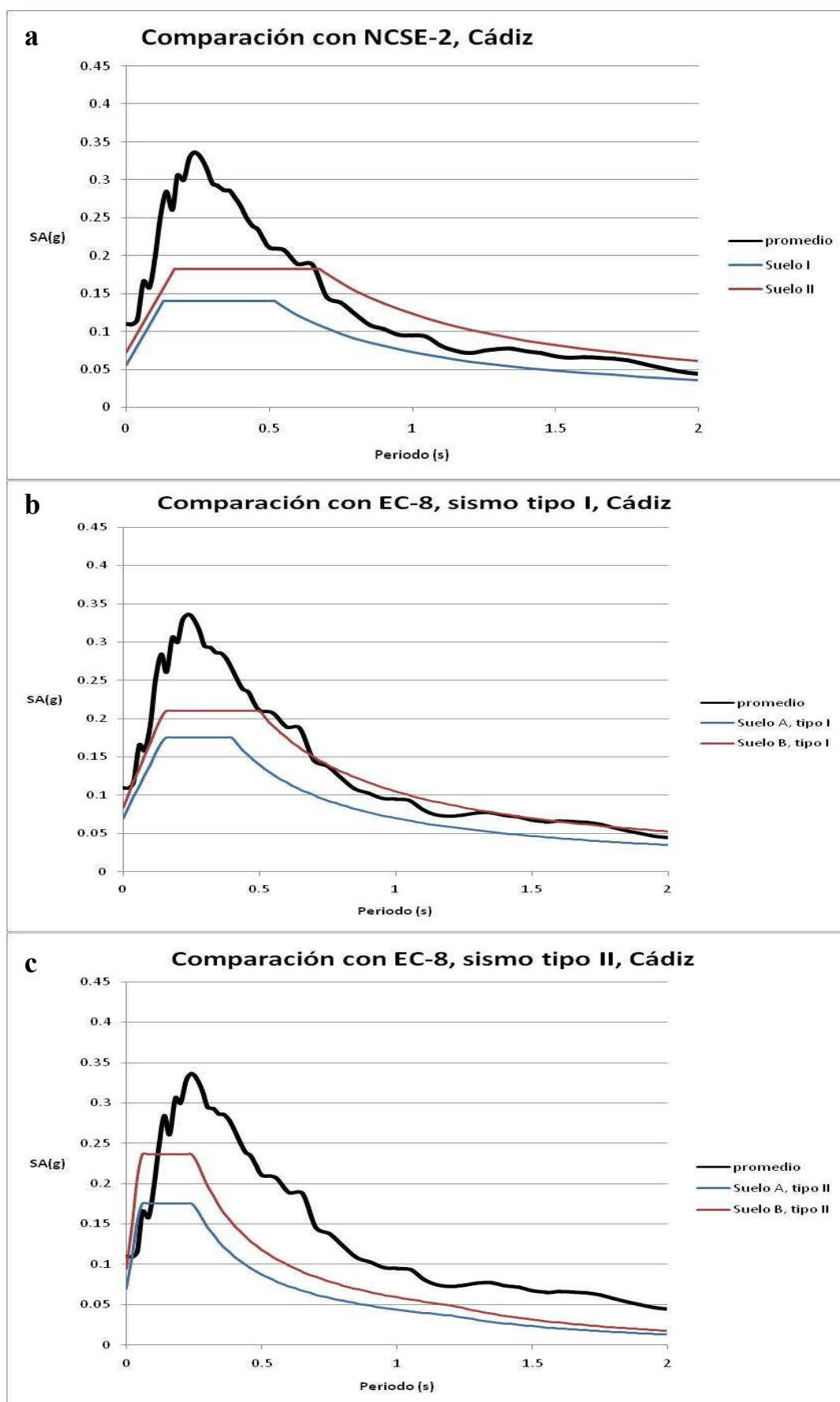


Figura 7.35. Comparación de espectros de respuesta con NCSE02 (a), EC-8 sismos lejanos (b) y EC-8 sismos cercanos (c), para Cádiz.

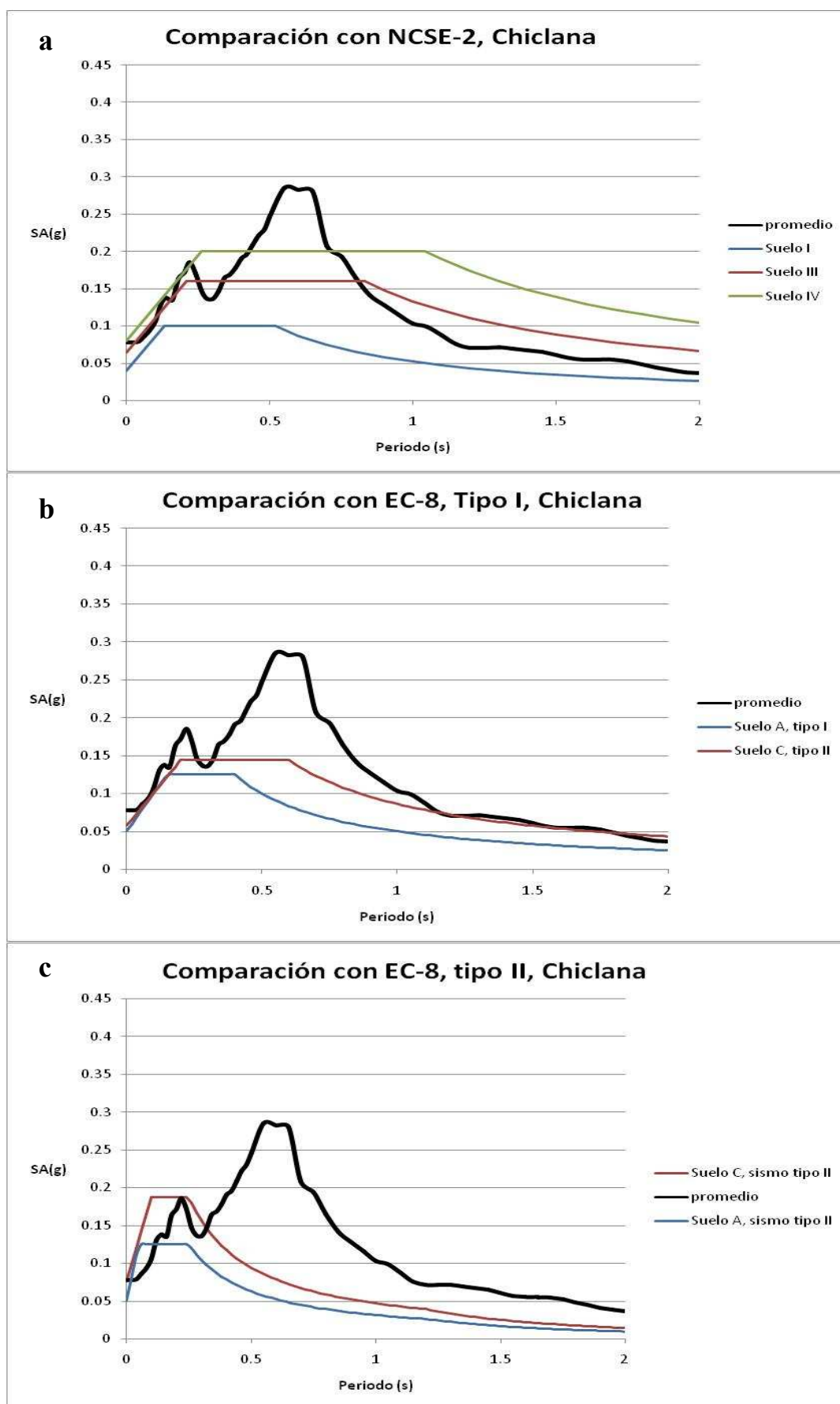


Figura 7.36. Comparación de espectros de respuesta con NCSE02 (a), EC-8 sismos lejanos (b) y EC-8 sismos cercanos (c), para Chiclana.

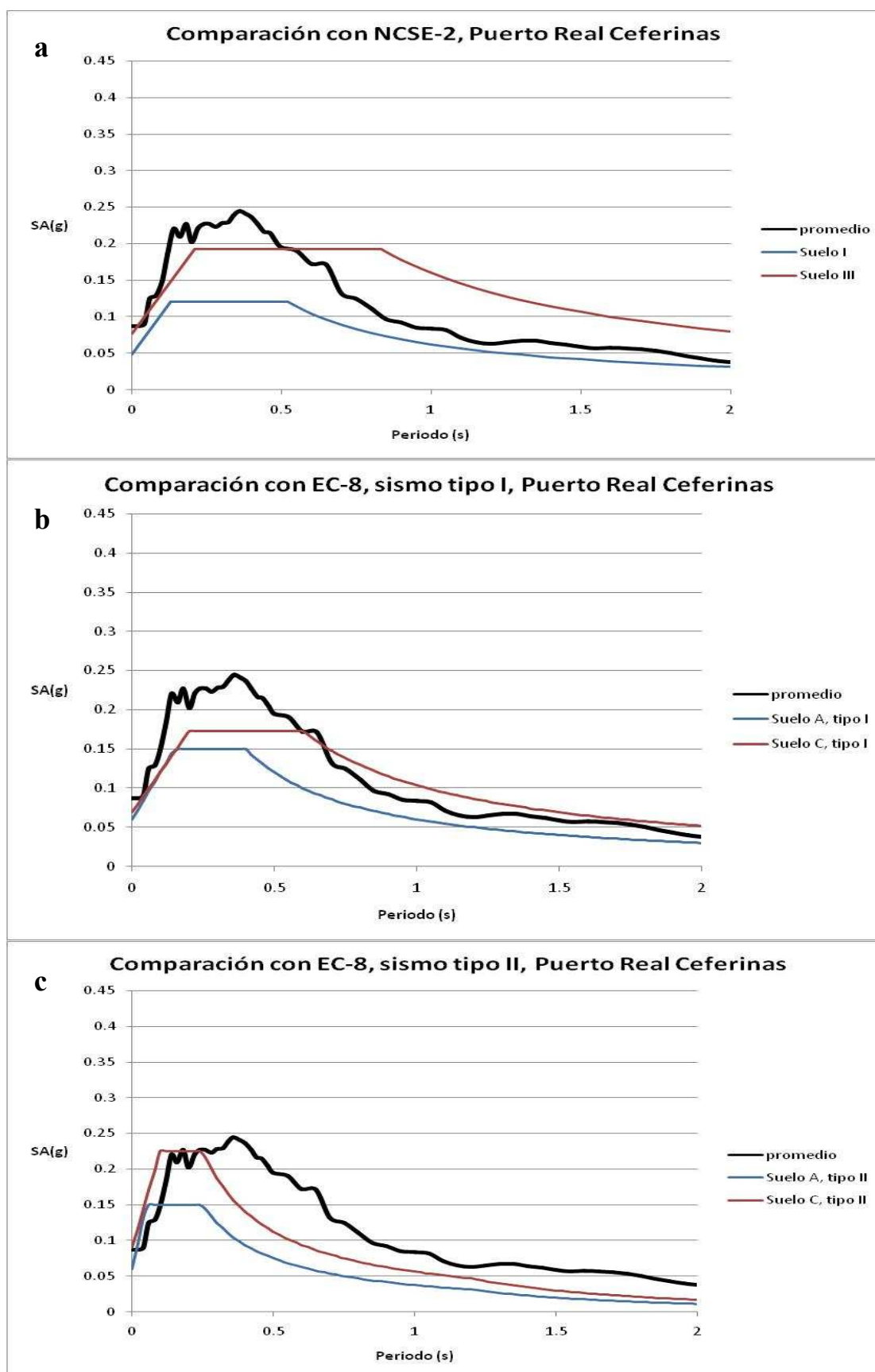


Figura 7.37. Comparación de espectros de respuesta con NCSE02 (a), EC-8 sismos lejanos (b) y EC-8 sismos cercanos (c), para Puerto Real (barrio Las Ceferinas) con capa dada por SPT.

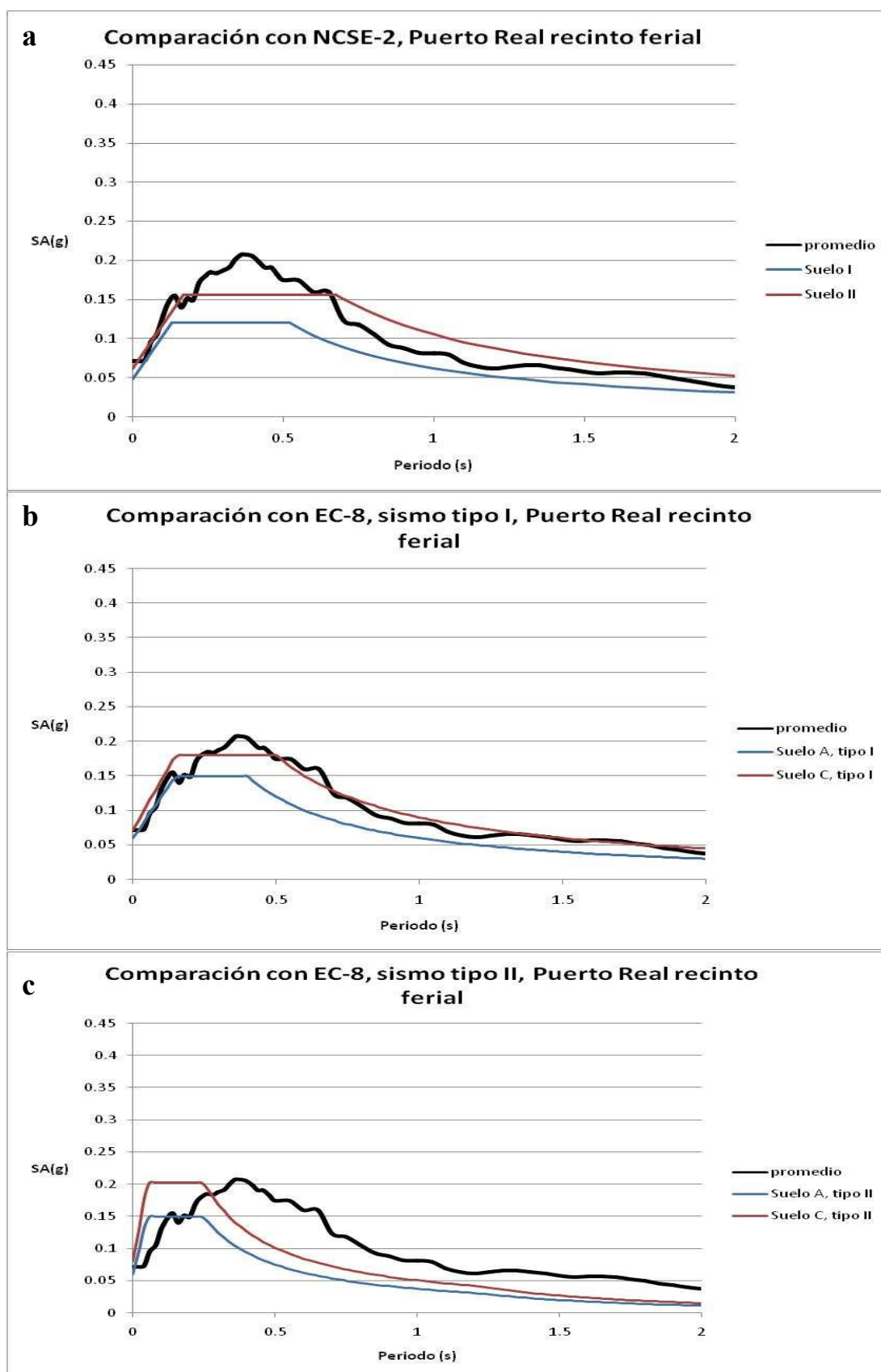


Figura 7.38. Comparación de espectros de respuesta con NCSE02 (a), EC-8 sismos lejanos (b) y EC-8 sismos cercanos (c), para Puerto Real (recinto ferial).

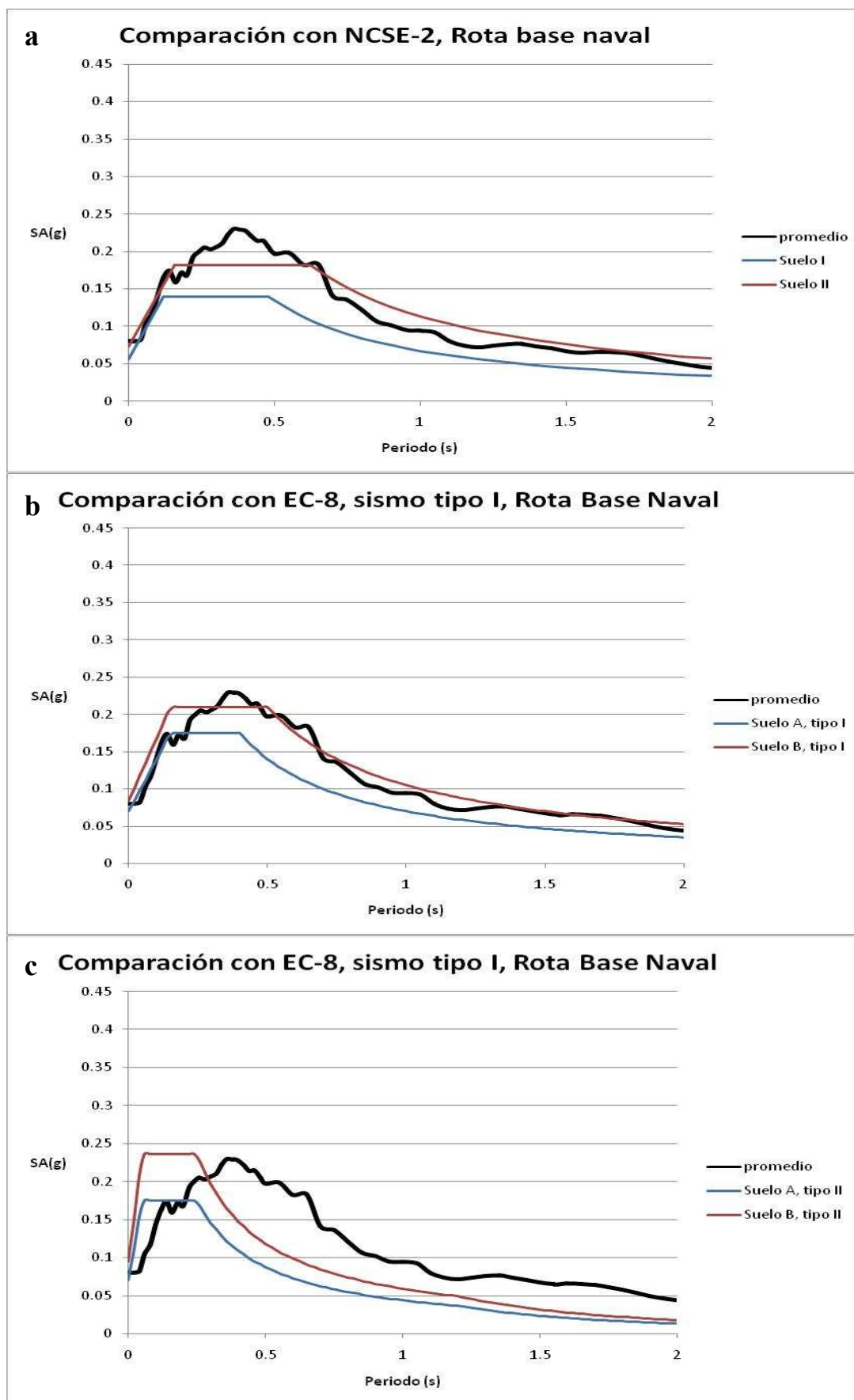


Figura 7.39. Comparación de espectros de respuesta con NCSE02 (a), EC-8 sismos lejanos (b) y EC-8 sismos cercanos (c), para Rota, base naval.

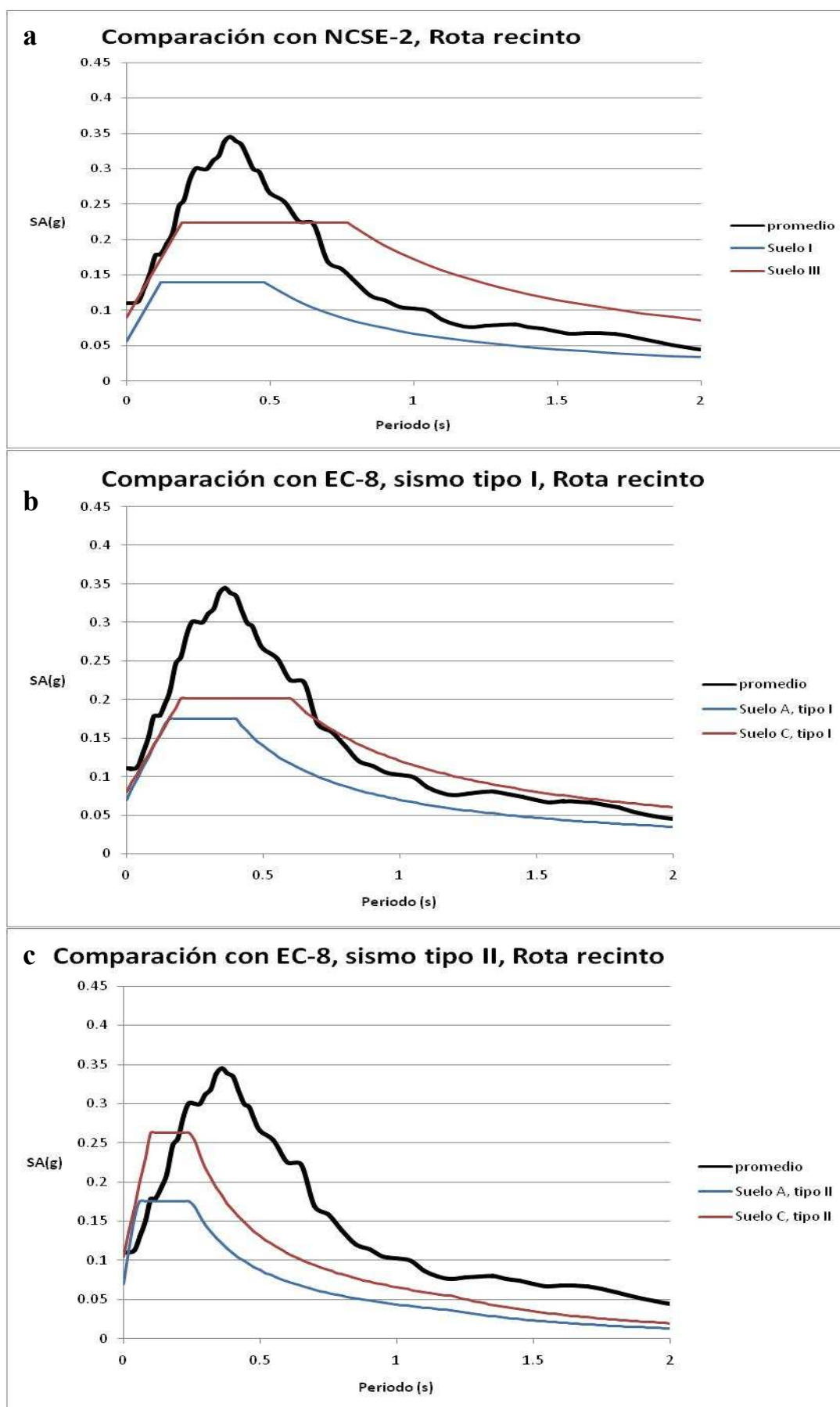


Figura 7.40. Comparación de espectros de respuesta con NCSE02 (a), EC-8 sismos lejanos (b) y EC-8 sismos cercanos (c), para Rota, recinto ferial.

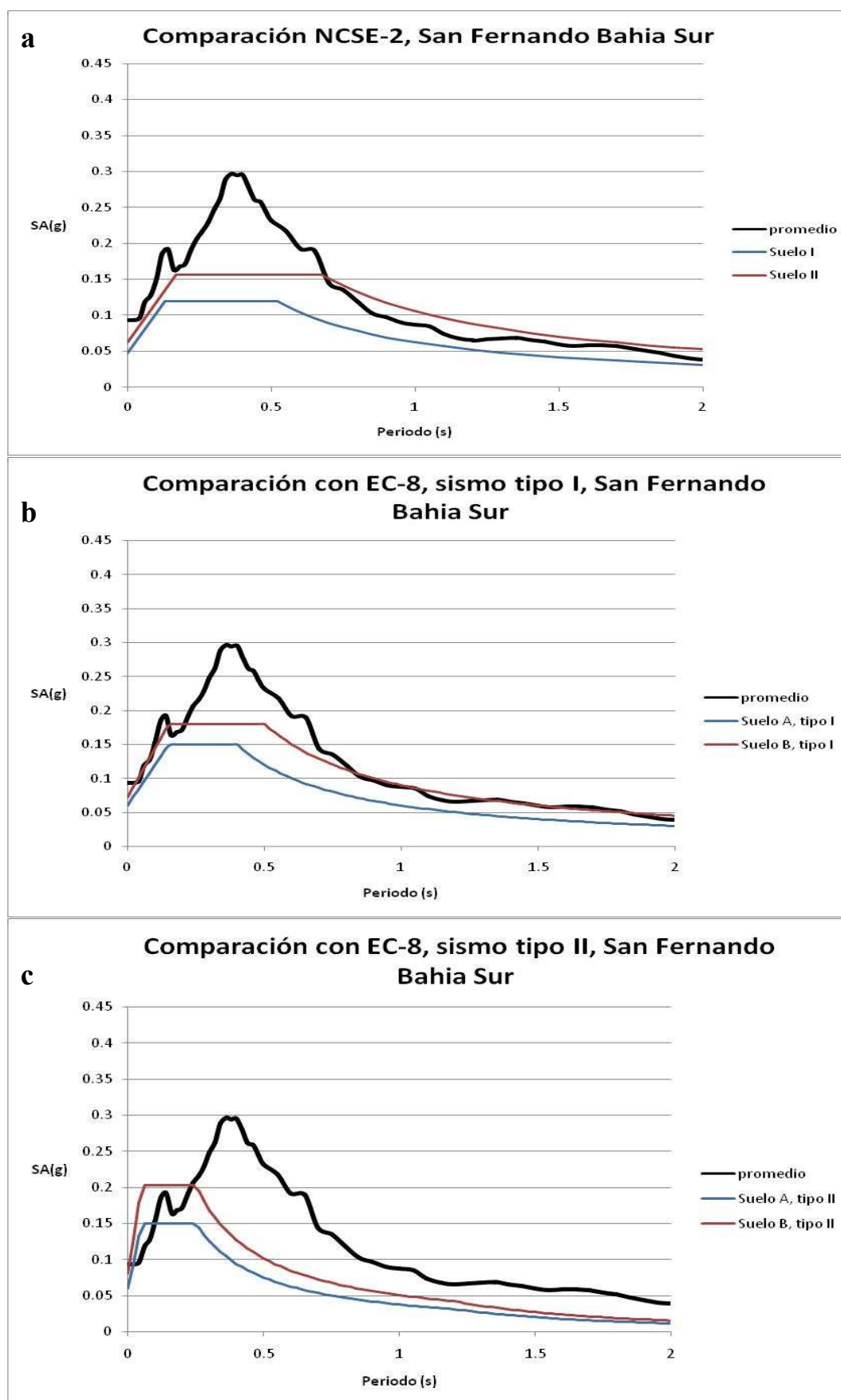


Figura 7.41. Comparación de espectros de respuesta con NCSE02 (a), EC-8 sismos lejanos (b) y EC-8 sismos cercanos (c), para San Fernando, Bahía Sur.

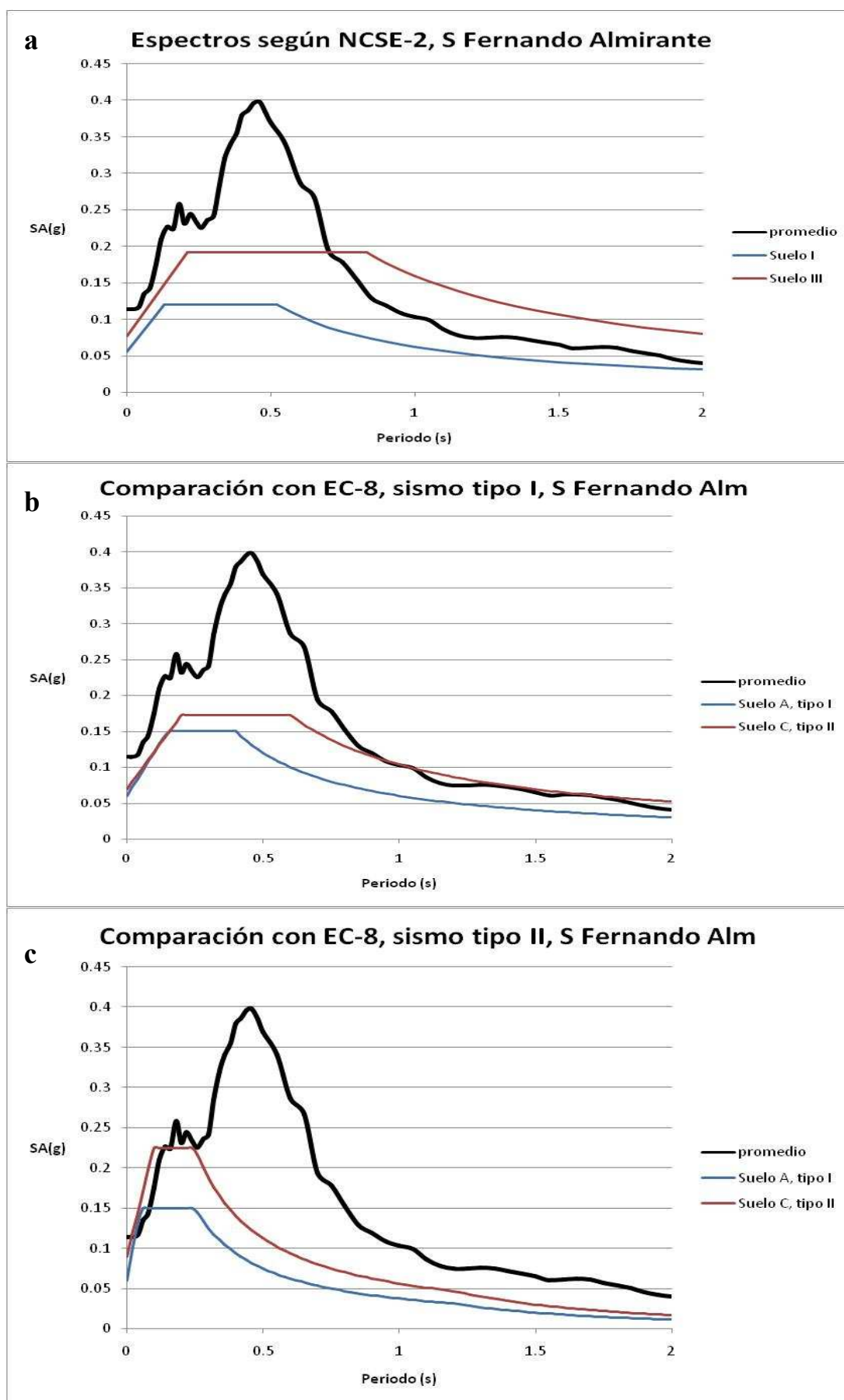


Figura 7.42. Comparación de espectros de respuesta con NCSE02 (a), EC-8 sismos lejanos (b) y EC-8 sismos cercanos (c), para San Fernando Almirante.

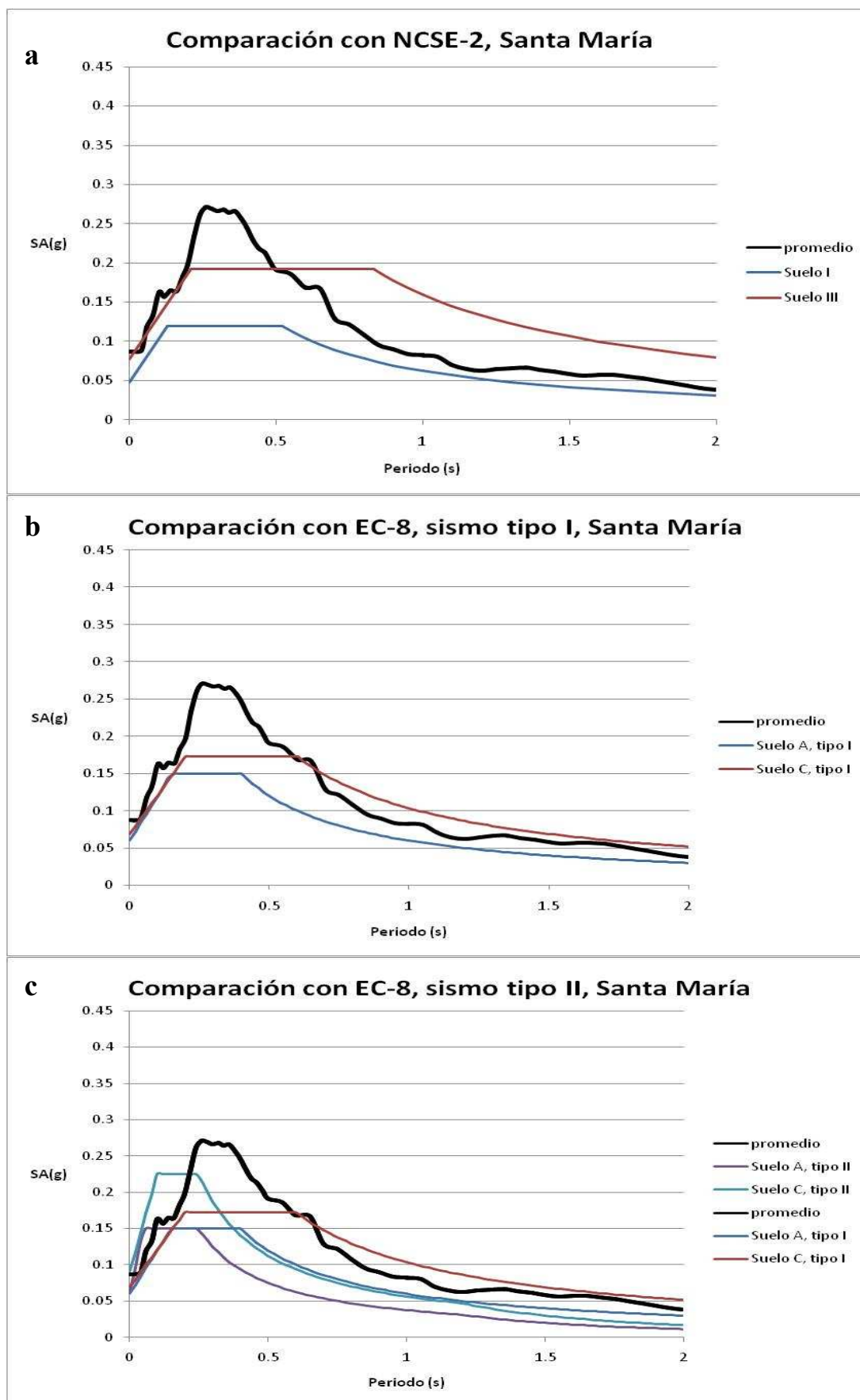


Figura 7.43. Comparación de espectros de respuesta con NCSE02 (a), EC-8 sismos lejanos (b) y EC-8 sismos cercanos (c), para El Puerto de Santa María.

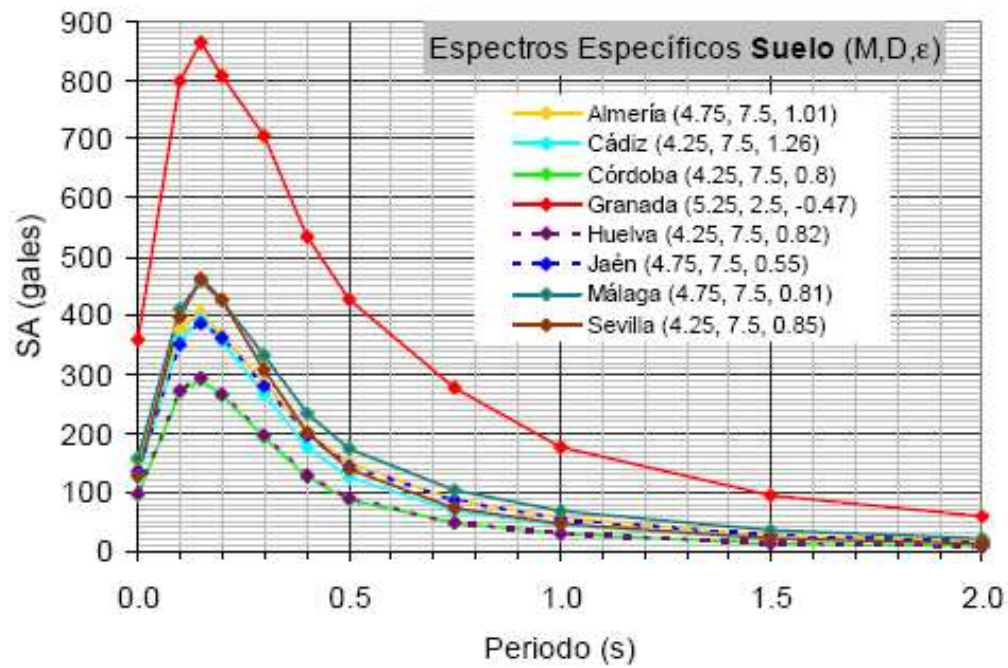


Figura 7.44. Espectros de respuesta obtenidos por Benito et al. (2009).

7.4 Microzonificación Sísmica de la Bahía de Cádiz

Una de las formas posibles de evaluar los efectos de sitio, es a partir de la determinación del incremento de la intensidad macrosísmica del suelo respecto a la roca. En particular es útil para el estudio completo del riesgo sísmico usando el parámetro intensidad macrosísmica para la evaluación de la vulnerabilidad sísmica (Irizarry et al., 2008; Murphy et al., 2009).

La siguiente expresión ya presentada en el capítulo anterior, relaciona las Intensidades de Arias calculadas a partir de los acelerogramas en superficie (IA_S) y en roca (IA_R), con el incremento de la intensidad macrosísmica buscado (Macau et al., 2007):

$$\Delta I_i = 0.66 * \ln(IA_S / IA_R) \quad \text{Ecuación 7.5}$$

En la tabla 7.10 se muestran los resultados obtenidos para todos los municipios. Cabe resaltar que para cada sismo se obtiene un resultado de ΔI_i , pero se busca un valor representativo para cada sitio, por lo que el valor asignado se determina redondeando el promedio a 0.5 o a 1, según sea el caso, ya que la intensidad macrosísmica varía en grados enteros y cuando mucho, es posible hablar de medios grados.

Todos los casos muestran un ΔI_i que redondea a un grado, a excepción de Rota (base naval), Puerto Real (recinto ferial) y El Puerto de Santa María, donde el resultado obtenido redondea a 0.5.

Las figuras 7.45 y 7.46 muestran los resultados finales de esta etapa de la investigación, que corresponden a los mapas finales de microzonación utilizando el criterio de ΔI_i y estos valores se relacionan con la geología superficial simplificada.

La figura 7.45 corresponde al mapa con la geología superficial simplificada según Fleta et al. (1998) y a los valores de ΔI_i en los sitios puntuales donde se contó con perfiles de velocidades del suelo. De esta manera, es posible correlacionar la geología superficial con el incremento de intensidad macrosísmica y así proceder a una microzonificación.

Se observa que en casi todos los casos, hay congruencia en el hecho de que el incremento es de 0.5 para suelos tipo B y de 1 para suelos C. El incremento para suelos tipo A y R se comentará más adelante.

Hay dos casos de especial consideración en los que lo anterior no se cumple, específicamente porque muestran un $\Delta I_i = 0.5$ y se ubican en suelo tipo C. Estos son:

- Rota (base naval): a pesar de haber sido clasificado como C por corresponder a arenas, existe un afloramiento de roca muy cercano (margas blancas) y sobre él se encuentra un suelo de origen antrópico que fue donde se aplicó la técnica de *arrays* y que posiblemente es de poco espesor, por lo que este conjunto se comporta como suelo tipo B.
- El Puerto de Santa María (Valdelagrana): a pesar existir un suelo formado por arenas y conchas que se han clasificado preliminarmente como C, se obtuvo un $\Delta I_i = 0.5$, que es el más bajo obtenido para esta misma clasificación litológica

encontrada en otros sitios. Esto se puede deber a que el *array* utilizado tuvo una apertura de apenas 50 m debido a limitaciones del espacio disponible, lo que restringe la información que es posible obtener respecto a capas más profundas, por lo que no se pudo observar contrastes profundos que impliquen una mayor amplificación de los acelerogramas modelados en superficie, lo que podría eventualmente traer como consecuencia un incremento de la intensidad de Arias y de ΔI_i . Sin embargo, el ΔI_i obtenido en este sitio para cada uno de los cinco sismos considerados siempre superó el valor de 0.5, inclusive para el sismo de Umbro fue de 0.8, situación que no sucedió en los demás sitios donde el incremento de intensidad se redondeó a 0.5 (Puerto Real y Rota base naval). Por lo tanto, se concluye que es válido redondear a 1.0 el incremento de intensidad para el sitio de El Puerto de Santa María (Valdelagrana).

En los casos donde el suelo se clasificó como roca R o suelo tipo A, hay congruencia respecto a los resultados obtenidos con la aplicación de la técnica H/V, ya que estas razones espectrales prácticamente no presentaron amplificación en todo el rango de frecuencias (ver específicamente los casos de Cádiz, San Fernando, Rota y El Puerto de Santa María, figuras 7.4, 7.5 y 7.6 y apéndice 4). Por lo tanto, para estos sitios el valor de incremento de intensidad macrosísmica se definió como igual a cero.

Finalmente, la tabla 7.11 muestra a modo de resumen los resultados obtenidos según las distintas clasificaciones de suelos, las ordenadas máximas para los espectros de respuesta promedio para cada emplazamiento (OEM), su cociente con los valores *plateau* de los espectros de la norma NCSE02 (OEM/P) y la microzonificación sísmica realizada en términos de ΔI .

La segunda columna de esa tabla muestra la clasificación según el EC-8 conseguida con base en el parámetro Vs30, que se calculó para cada perfil de velocidades obtenido con la técnica de *arrays*. Si esta clasificación se compara con la hecha según el método de la geología superficial (Fleta et al., 1998), columna 4, se observa que en general, los perfiles de velocidades clasifican los suelos como si fueran más rígidos que si se utiliza la clasificación basada en la geología superficial.

Esto se puede deber a que el parámetro Vs30 toma en cuenta las distintas capas de suelo de los primeros 30 metros de profundidad y que en varios casos de la zona en estudio, los sedimentos parecen tener poco espesor, por lo que al calcular ese parámetro se están considerando capas de suelos más competentes, con Vs altas, lo que incrementa el resultado de Vs30. Por otro lado, la clasificación basada en la geología superficial no toma en cuenta el espesor de los sedimentos, sino solamente lo que los mapas muestran en superficie. A la clasificación obtenida con la geología superficial (Fleta et al., 1998) se le ha añadido un (*) para diferenciarla del EC-8. Hay que recordar que de acuerdo con el apartado 7.3.2.3, las equivalencias entre estas clasificaciones son: C* a D, B* a C y A* a B.

Considerando lo anterior, se calculó la Vs10 que es equivalente a Vs30 pero para los 10 primeros metros desde la superficie, que corresponde a los estratos más superficiales y se obtuvo la clasificación de suelos mostrada en la columna 3 de la tabla 7.11. Se observa que la nueva clasificación con base en Vs10 se acerca más a la obtenida con el método de la geología superficial (Fleta et al., 1998) y en casos como Rota-base naval y Rota-recinto ferial ambos criterios coinciden.

Como ya se mencionó, existe una concordancia entre el tipo de suelo según la geología superficial simplificada (columna 4) y el incremento de intensidades ΔI para todos los sitios, por lo que se concluye que:

- Suelo tipo R (roca) y suelo tipo A^* : $\Delta I=0$
- Suelo tipo B^* : $\Delta I=0.5$
- Suelo tipo C^* : $\Delta I=1.0$

Estos resultados obtenidos son puntuales y corresponden a los sitios donde se obtuvieron los perfiles de velocidades, por lo que no pueden ser generalizados a los tipos de suelo que predominan en cada municipio. Esto se observa la columna 9 de la tabla 7.11 donde se muestran los suelos predominantes según la geología superficial y estimaciones hechas por J. Irizarry (2010, comunicación personal) y se concluye que en general, en la mayoría de los municipios hay un predominio de suelos A^* y B^* , siendo solamente el caso de el Puerto de Santa María donde el suelo predominante es tipo C^* , que coincide con el tipo de suelo donde se obtuvo el perfil de velocidades.

Debe aclararse que a pesar de que los tipos de suelo predominantes en los municipios son del tipo firme (A y B según EC-8), las pruebas fueron llevadas a cabo en sitios de suelos medios o blandos (B o C según el EC-8), debido a que son estos tipos los que presentan efectos de sitio potenciales.

Volviendo a la tabla 7.11, se observa una semejanza entre las ordenadas espectrales máximas (OEM, columna 6) con el incremento de intensidad (columna 5), en el sentido de que las OEM mayores se dan en los sitios donde $\Delta I=1.0$ y las OEM menores en los casos donde $\Delta I=0.5$. Otra correlación, aunque menos evidente, también se observa entre el cociente de la OEM y el valor del *plateau* del espectro de la norma NCSE02 (columna 8), al ser comparado con ΔI .

Tabla 7.10. Valores de incremento de intensidad macrosísmica para los nueve perfiles considerados.

Sismo	I Arias base (pies/s)	I Arias sup (pies/s)	Incremento macrosísmica (ΔI_i)
Cádiz			
Asnam	0.204	0.642	0.76
Friuli aftershock	0.154	0.595	0.89
Friuli	0.134	0.557	1.00
Tabas	0.388	1.259	0.78
Umbro	0.162	0.777	1.03
ASIGNADO			Un grado
Chiclana			
Asnam	0.112	0.452	0.921
Friuli aftershock	0.092	0.398	0.967
Friuli	0.079	0.322	0.927
Tabas	0.238	0.653	0.666
Umbro	0.100	0.428	0.960
ASIGNADO			Un grado
San Fernando Almirante			
Asnam	0.162	0.675	0.940
Friuli aftershock	0.113	0.841	1.320
Friuli	0.101	0.603	1.180
Tabas	0.296	1.496	1.070
Umbro	0.143	0.714	1.060
ASIGNADO			Un grado
San Fernando Bahía Sur			
Asnam	0.160	0.465	0.700
Friuli aftershock	0.117	0.474	0.920
Friuli	0.112	0.358	0.770
Tabas	0.287	0.986	0.810
Umbro	0.149	0.456	0.740
ASIGNADO			Un grado
Puerto Real recinto ferial			
Asnam	0.137	0.308	0.530
Friuli aftershock	0.096	0.286	0.720
Friuli	0.092	0.234	0.610
Tabas	0.254	0.608	0.576
Umbro	0.118	0.308	0.630
ASIGNADO			Medio grado
Puerto Real Las Ceferinas			
Asnam	0.133	0.424	0.765
Friuli aftershock	0.092	0.399	0.968
Friuli	0.092	0.341	0.865
Tabas	0.243	0.842	0.820
Umbro	0.123	0.446	0.850
ASIGNADO			Un grado
Rota recinto ferial			
Asnam	0.170	0.666	0.900

Friuli aftershock	0.117	0.640	1.120
Friuli	0.107	0.533	1.080
Tabas	0.310	1.346	0.970
Umbro	0.147	0.740	1.070
ASIGNADO			Un grado
Rota Base Naval			
Asnam	0.179	0.393	0.510
Friuli aftershock	0.123	0.359	0.294
Friuli	0.120	0.296	0.590
Tabas	0.333	0.772	0.550
Umbro	0.155	0.388	0.610
ASIGNADO			Medio grado
El Puerto de Santa María			
Asnam	0.167	0.434	0.630
Friuli aftershock	0.138	0.399	0.700
Friuli	0.115	0.344	0.720
Tabas	0.324	0.850	0.640
Umbro	0.138	0.846	0.800
ASIGNADO			Se escoge un grado, según tendencia y tipo de suelo

Tabla 7.11. Resumen de los resultados de la microzonificación sísmica de Cádiz con las principales características de los espectros y los tipos de suelo predominantes.

Municipio (emplazam. puntual)	Suelo EC-8 Vs30 ¹	Suelo EC-8 Vs10 ²	Suelo Fleta et (1998) ³	Increm .Intens. ΔI	OEM ⁴	Perio d (s) ⁵	OEM /P ⁶	Suelo pred. ⁷
Cádiz	B	C	C*	1.0	0.34	0.24	1.9	A*
Chiclana	C	C	C*	1.0	0.29	0.55	2.0	R y C*
P.Real-Cefer	C	C	C*	1.0	0.24	0.34	1.25	A y B*
P.Real- recin	B	B	B*	0.5	0.21	0.34	1.35	A y B*
Rota-base	B	C	B*	0.5	0.23	0.36	1.26	A*
Rota-recinto	C	D	C*	1.0	0.34	0.34	1.52	A*
S.Fer-B. Sur	B	B	C*	1.0	0.40	0.44	2.1	A*
S. Fer-Almir	C	C	C*	1.0	0.30	0.36	1.92	A*
P. Sta Maria	C	C	C*	1.0	0.27	0.26	1.41	C*

Notas:

- (1) Clasificado según Vs30 de los perfiles seleccionados.
- (2) Clasificado según Vs10 de los perfiles
- (3) Clasificado según interpretación de geología superficial (se indica el * para diferenciarlos de EC-8)
- (4) OEM: Ordenada espectral máxima leída del espectro de respuesta promedio (g)
- (5) Periodo al cual se lee la ordenada espectral máxima
- (6) Ordenada espectral máxima dividida por el nivel plano del *plateau* según la NCSE02
- (7) Suelo predominante en cada municipio según el método de clasificación de la geología superficial (Fleta et al., 1998), realizada por J. Irizarry (2010, comunicación personal)

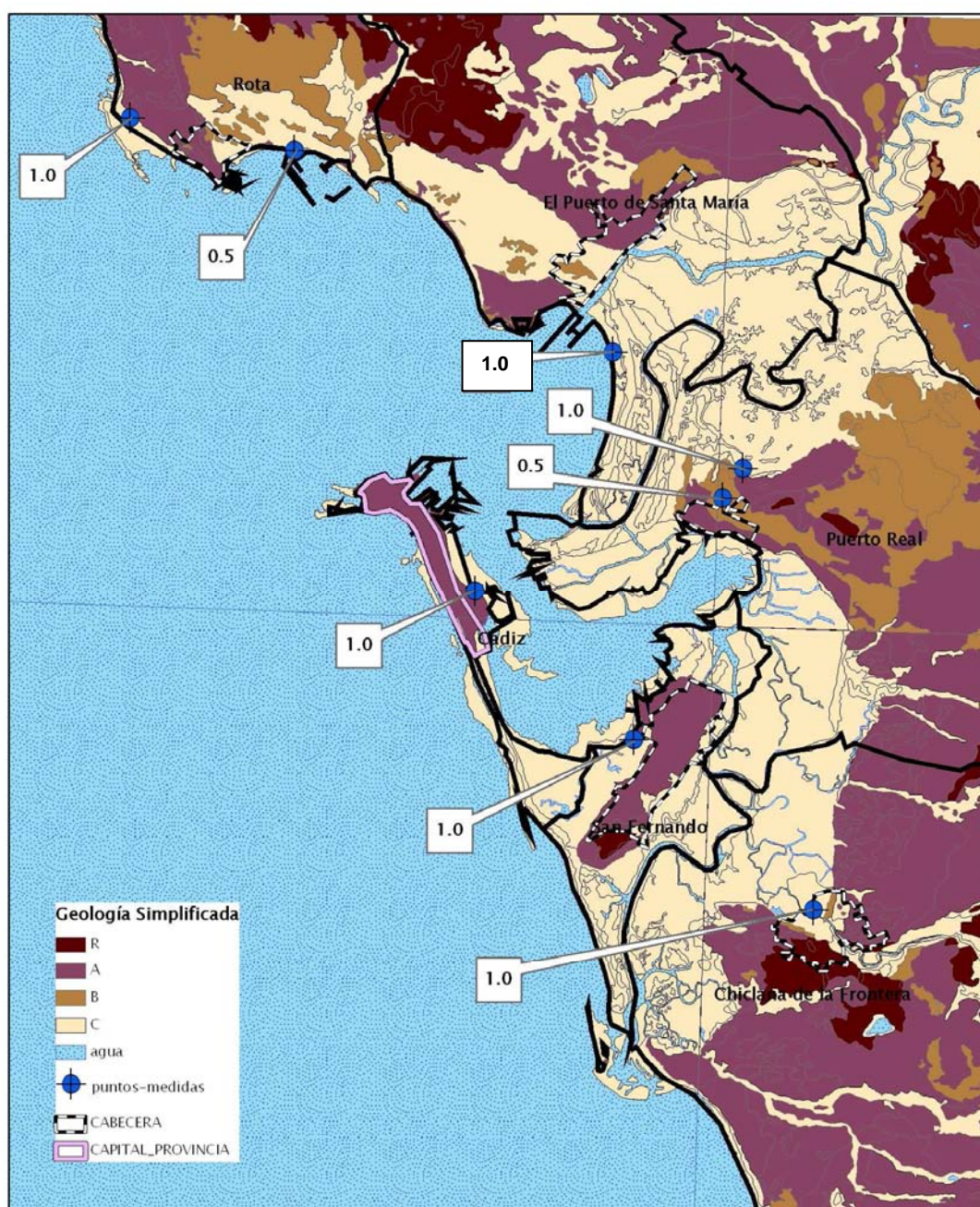


Figura 7.45. Mapa de geología superficial simplificada de la Bahía de Cádiz según el método de la feología superficial (Fleta et al., 1998) y valores puntuales de incremento de intensidad macrosísmica.

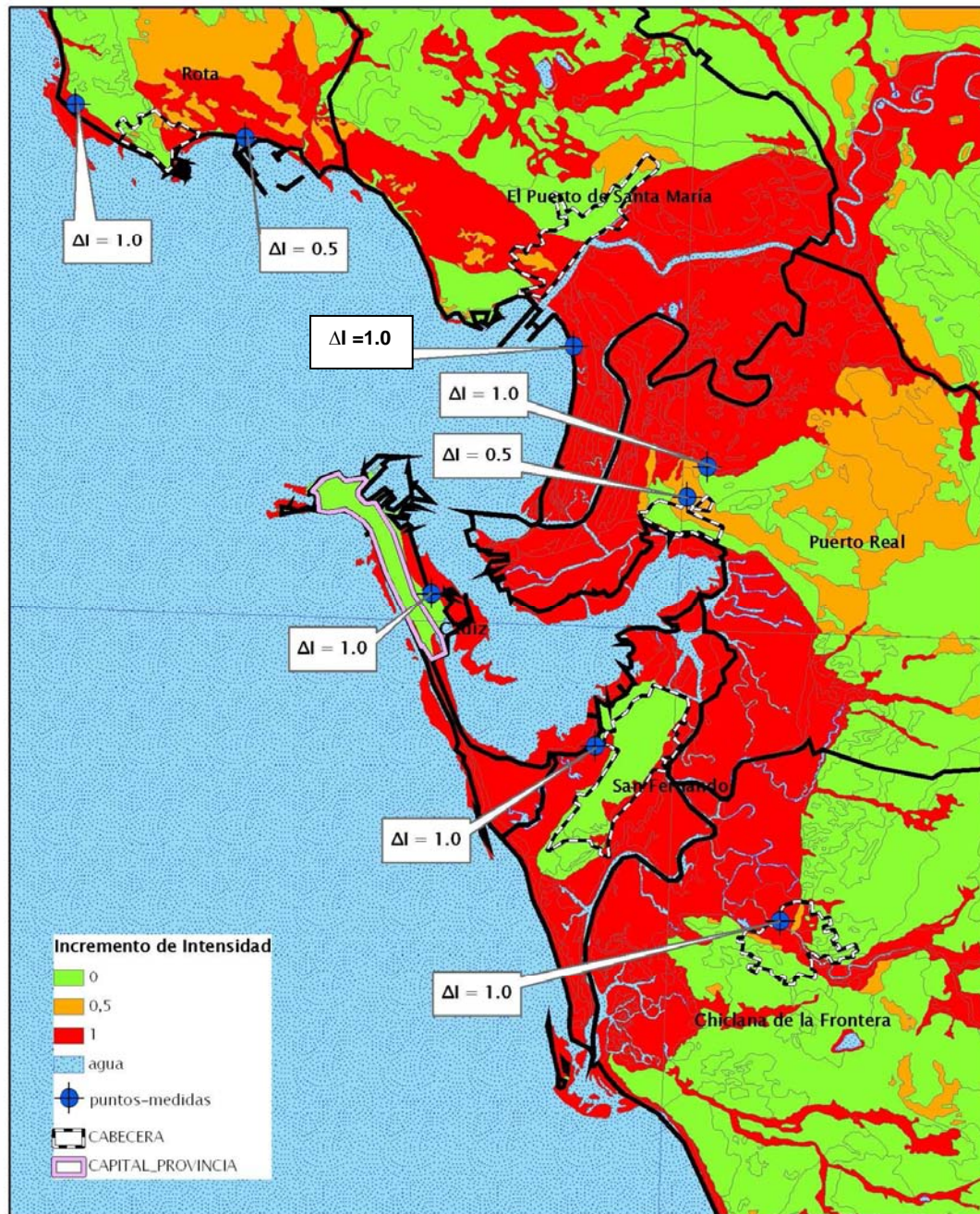


Figura 7.46. Mapa de microzonificación sísmica de la Bahía de Cádiz a partir de los incrementos de intensidad macrosísmica.

Capítulo 8. Conclusiones

Se presentan a continuación las conclusiones relativas a los resultados obtenidos en este estudio, que corresponden a los objetivos propuestos en la introducción, así como a aspectos relevantes de las zonas en estudio, todo ello dividido en las dos partes en que se estructura este documento.

Parte 1. Ecuaciones predictivas de movimiento del suelo para América Central

8.1 Aspectos sismológicos de la zona en estudio

El principal rasgo sismotectónico de América Central está representado por la fosa Centroamericana, que se ubica paralela a la costa pacífica de este istmo, desde la frontera entre Guatemala y México hasta el sur de Costa Rica. Se produce como consecuencia de la subducción de la placa del Coco bajo la placa del Caribe (Montero et al., 1997).

Esta colisión es capaz de generar sismos con magnitudes M_w superiores a 8, principalmente frente a las costas de Guatemala, El Salvador y Nicaragua, cuyos mecanismos son predominantemente inversos.

Otra consecuencia importante de esta colisión ha sido la formación de numerosos volcanes activos que dan lugar al Arco Volcánico de América Central, que representa un área compleja y heterogénea, muy densamente poblada (allí se ubican las ciudades de Guatemala, San Salvador y Managua) y con numerosos sistemas de fallas locales, capaces de generar sismos pequeños y moderados, con magnitudes M_w inferiores a 6.5.

Otra zona de intensa actividad sísmica en la región está localizada al sur de la frontera entre Costa Rica y Panamá, debido a la interacción entre las placas del Coco, Nazca y el bloque de Panamá, que definen un punto triple.

Hacia el sur de Costa Rica, donde se interrumpe la zona de subducción, aparece la serranía submarina de Cocos, que se introduce hacia el continente y que genera importantes sismos por subducción en el Pacífico Central de ese país.

Estas y otras características no menos importantes, crean un marco tectónico complejo, capaz de generar en el periodo comprendido entre 1900 y 2002, 52 sismos de magnitudes M_w entre 5 y 6.5, principalmente generados en el Arco Volcánico, así como 51 sismos con magnitudes M_w superiores a 7.0, principalmente debidos a procesos de subducción (Rojas et al., 1993).

Los suelos que predominan en la región son muy diversos y son el resultado de la interacción de distintos factores como: origen de las rocas, clima, topografía irregular y la acción del hombre.

En los valles, donde se asientan la mayoría de las ciudades más importantes, predominan rocas volcánicas meteorizadas, incluyendo flujos de lava y depósitos de ceniza. Dentro de estas áreas urbanas existen también capas de suelo de origen lacustre y sobretodo, aluvial.

En general, no es común hallar rocas competentes aflorantes debido a que las formaciones que afloran corresponden a edades recientes, inferiores al Mioceno y predominantemente del Cuaternario (Denyer & Alvarado, 2007; INETER & BRG, 2004; Bundschuh & Alvarado, 2007).

8.2 Datos utilizados

Los registros acelerográficos utilizados provienen de cinco países, correspondientes a ocho instituciones pero la mayor parte se concentra en tres países. Las instituciones que más acelerogramas registraron son: SNET (El Salvador), LIS (Costa Rica), UCA (El Salvador) e INETER (Nicaragua).

Los acelerogramas fueron procesados siguiendo un procedimiento estándar en cuanto a su selección y filtrado. Fueron además transformados a un formato común llamado *.lis, que facilitó el manejo de los archivos en las etapas posteriores del estudio.

No fueron tomados en cuenta la mayoría de los registros provenientes de instrumentos analógicos o aquellos registrados por medio de convertidores analógico-digital, para asegurar la calidad de los resultados. Esto provocó que el número de registros disponibles se redujera y se concentrara en los tres países ya mencionados.

Para la obtención de algunas de las ecuaciones predictivas, fueron tomados en cuenta registros de México que permitieron mejorar la cobertura de magnitudes altas, ya que los datos disponibles para América Central son escasos para magnitudes M_w superiores a 7.0.

Los parámetros de cada sismo (hora, coordenadas, profundidad) fueron asignados a cada registro según la información dada por cada agencia local consultada y fueron contrastados con agencias internacionales, cuando esto fue posible.

Respecto a la magnitud M_w , cuando ésta es superior a 5.0, tanto esta variable como los mecanismos focales fueron asignados según CMT y para las magnitudes inferiores, se utilizaron correlaciones para transformar las magnitudes reportadas por las agencias locales (M_s , m_b , M_D) a M_w (Okel & Romanovicz, 1994; Rojas et al., 1993b).

El tipo de sismos (cortical o subducción) fue asignado según el reporte de las agencias locales. En caso de que no se contara con esta información, se clasificaron como corticales aquellos cuya profundidad es menor que 25 km. Los de profundidades mayores fueron considerados como de subducción.

8.3 Clasificación de suelos de las estaciones

Debido a que la adecuada clasificación de suelos de las estaciones de registro es fundamental para la obtención de modelos de atenuación robustos, se consideró un método propuesto para Japón por varios autores (Zhao et al., 2006b), basado en el cálculo de las razones H/V aplicadas para todos los sismos registrados en cada estación.

El método propuesto, consiste por un lado en identificar para cada estación el periodo asociado a la máxima amplificación en cada promedio de las razones H/V de los espectros de respuesta de todos los registros, que es comparado con los rangos

propuestos por una tabla de clasificación para cuatro tipos de suelos considerados: S I (roca, suelo rígido), S II (suelo firme a medio), S III (suelo blando) y S IV (suelo muy blando). Esta clasificación coincide aproximadamente con los tipos A+B, C, D y E según NEHRP, respectivamente.

Por otro lado, la propuesta novedosa del método consiste en el cálculo de un índice, que estos mismos autores proponen, basado en las amplitudes de las H/V promedio, para 20 periodos específicos. De esta manera, se calculan cuatro índices por sitio (cuatro tipos de suelo posibles) y el máximo índice obtenido corresponde entonces al tipo de suelo en ese sitio.

Para la clasificación final del suelo en cada sitio, se consideraron tanto estos dos criterios como la información proporcionada por cada agencia local, basada en mapas y observaciones en el sitio como criterios adicionales. Se estableció una calificación para cada sitio que es función de las coincidencias entre los distintos criterios de clasificación considerados. El código va de la A a la D, siendo A la mejor calificación (coincidencia entre todos los criterios).

Las calificaciones A y B se consideran confiables y la C en alguna medida también, pero la D es inadmisibles ya que corresponde a la no coincidencia de ninguno de los criterios de clasificación.

Se clasificaron 134 estaciones, de las cuales 65 corresponden a El Salvador, 43 a Costa Rica y 26 a Nicaragua.

De estos totales, un 26% recibió una calificación A, un 32% fueron calificados como B, un 17% como C y un 25% como D. Esto significa que un 58% de las estaciones consideradas tuvieron una buena calificación (A+B), un 17% es aceptable (C) y un 25% inadmisibles (D).

En general, hay pocas estaciones bien calificadas correspondientes al suelo tipo S I (roca) y también pocas (ya sea bien o mal calificadas) del suelo tipo S IV.

El hecho de que pocas estaciones hayan sido clasificadas como roca es concordante con el tipo de geología predominante en los tres países, sobretodo en las zonas donde se ubican la mayor cantidad de los instrumentos (valles, zonas costeras, zonas inundables). Esto hace ver la necesidad de ubicar en el futuro más acelerógrafos en condiciones bien calificadas de roca, lo que permitirá tener una mejor cobertura de acelerogramas en los cuatro tipos de suelos considerados, y no un sesgo hacia tipos S II y S III, como es el caso actual.

Al aplicar el método de asignación del tipo de suelo sugerido en esta investigación, se obtuvieron mejores resultados (estaciones mejor calificadas) para los casos de Nicaragua y Costa Rica que para El Salvador, que es el que aporta la mayor cantidad de registros acelerográficos.

8.4 Consideraciones sobre el procedimiento de análisis y limitaciones de los datos

La distancia hipocentral es la variable utilizada como medida de la distancia para todos los sismos de la región, debido a la poca existencia de modelos de ruptura obtenidos

para sismos importantes, aún cuando en la actualidad muchos sismólogos trabajan en ello.

Según varios autores, esta medida de distancia no es la adecuada para sismos con magnitudes M_w mayores que 6.5 y además, es la más larga de todas las posibles distancias utilizadas en este tipo de estudios (distancia r_{jb} (Joyner & Boore, 1981)), distancia a la zona de ruptura, distancia a la zona sismogénica, etc.).

En vista de que se cuenta con dos componentes horizontales para cada acelerograma, tanto para PGA como para PSA fue utilizada la media geométrica (GM) como variable dependiente, ya que es la comúnmente usada en la actualidad en este tipo de estudios, debido a que es la que mejor representa la media entre ambas componentes.

Se trabajó con sismos cuya magnitud M_w es superior a 4.0 para asegurar la validez de los resultados en un rango de magnitudes de 5 a 7. Por otro lado, la distancia hipocentral máxima se limitó a 200 km, ya que distancias mayores no resultan ser importantes para estudios ingenieriles, debido a la atenuación que sufren las ondas a partir de esa distancia.

En vista de que no existen muchos registros para suelos tipo S IV (muy blando), se decidió agrupar a estos con la clase S III (blando).

Para realizar las inversiones, fue utilizado un programa de libre distribución creado por J. Douglas (2009, comunicación personal) en MatLab®, con 15 formas de modelos o tipos de ecuaciones y cinco métodos de regresión programados.

Según diversos autores (Zhao et al., 2006b), la ecuación linearizada comúnmente utilizada para representar el fenómeno de atenuación, suele ser simplista en cuanto a la consideración en un solo término de la energía, dada por la magnitud. Además, se considera simple y a veces incorrecta la representación de la propagación de la onda sísmica por medio de solo dos términos, entre muchas otras simplificaciones.

Aún así, se considera necesario plantear ecuaciones regionales aún cuando éstas tengan un carácter preliminar y que en el futuro deban ser sometidas a revisiones, tanto en sus fundamentos teóricos como en lo referente a los datos utilizados.

8.5 Resultados para sismos corticales o de fallamiento local

Para sismos corticales, se trabajó con datos provenientes de Nicaragua, El Salvador y Costa Rica y las ecuaciones se obtuvieron tanto para GM PGA como para 22 frecuencias de GM PSA (media geométrica de la pseudo aceleración espectral para el 5% de amortiguamiento).

Las estaciones consideradas fueron aquellas que obtuvieron una calificación A o B según el capítulo 3, debido a que el uso de las estaciones calificadas con C y D provocó incoherencias e inestabilidades en los modelos.

El número final de registros utilizados que forman el subgrupo de datos correspondientes a fallamiento local es de 439, provenientes de 212 eventos; la mayor parte (un 56%) registrados en suelo S II (firme) y solamente un 10% en roca (SI).

La mayor parte de los registros corresponden a sismos de M_w entre 4 y 4.9 (un 58%) y solamente un 14% a sismos con $M_w \geq 6.0$.

Entre las múltiples combinaciones de modelos y métodos de regresión, la ecuación seleccionada tiene la forma:

$$\log Y = b_1 + b_2 * M + b_3 * \log(\sqrt{D^2 + b_4^2}) + S * b_5 + H * b_6$$

donde Y es la GM PGA o GM PSA en cm/s^2 , \log corresponde al logaritmo base 10, b_1 a b_6 son los términos a ser obtenidos por medio de la regresión. Los dos últimos términos representan la condición del suelo en el sitio de registro; en caso de que sea roca (S I), $S=H=0$, si el suelo es firme (S II), $S=0$ y $H=1$ y para suelo blando (S III y S IV) $S=1$ y $H=0$. Se observa que el coeficiente correspondiente a la atenuación inelástica no fue considerado, debido a que no produce cambios significativos en los modelos para distancias inferiores a los 200 km; en cambio, su inclusión desestabiliza los modelos para algunas frecuencias.

En todas las soluciones propuestas, en general los coeficientes obtenidos tienen un comportamiento estable y similar en todo el rango de periodos y su variación concuerda con el proceso que a cada uno de ellos le corresponde cumplir dentro de la ecuación. Por ejemplo, el coeficiente que representa la atenuación elástica tiene un valor en torno a -1.0, que está asociado a una propagación de ondas esférica.

Respecto a los coeficientes que representan la amplificación del suelo blando y del suelo firme respecto a la roca, todas las soluciones dan valores en torno a 1.48 y 1.29 respectivamente, siendo mayor para suelo blando, tal y como se esperaba.

El método de regresión con el que se obtuvieron los mejores ajustes fue el de mínimos cuadrados de un paso. Los valores de los coeficientes para GM PGA obtenidos se muestran a continuación:

b_1	b_2	b_3	b_4	b_5	b_6	SD
0.126	0.490	-1.036	4.224	0.221	0.117	0.408

La desviación estándar (SD) obtenida para GM PGA es alta de acuerdo con resultados obtenidos en otras partes del mundo y aumenta para GM PSA, como es lo usual debido en alguna medida a los procesos de registro y tratamiento de los datos.

Los residuos obtenidos muestran una línea de tendencia con pendiente negativa (inclinación de una línea de mejor ajuste, que normalmente coincide con el eje de residuo igual a cero y tiene pendiente cero). Esto se observa al aumentar tanto la distancia hipocentral como la magnitud, en gráficos de residuo vs. distancia y de residuo vs. magnitud, respectivamente.

Al comparar los resultados de GM PGA con los obtenidos por otros autores (Dahle et al., 1995; Schmidt et al., 1997; Zhao et al., 2006a; Spudich et al., 1999), se observa que los aquí propuestos son inferiores en casi todo el rango de distancias. Esto puede estar asociado al uso del método de mínimos cuadrados que fue el considerado en este caso,

ya que fue el único que permitió obtener regresiones sin desestabilizarse. En el caso de los modelos propuestos para la misma región por otros autores, debe destacarse que el grupo de datos utilizado es distinto ya que en el pasado se usaron registros analógicos y en el presente, el 95% de los registros fueron registrados por instrumentos digitales.

Para el caso de GM PSA 1 Hz, los efectos de sitio para suelo blando (suelo S III) representados por el coeficiente b_5 , son mayores que para GM PGA como era de esperarse, ya que la amplificación es más grande para frecuencias bajas (periodos largos). Para esta misma inversión, los residuos no muestran ningún sesgo en función de la distancia o de la magnitud y son menores que los obtenidos para GM PGA.

Respecto a los coeficientes de suelo en función de la frecuencia obtenidos al hacer las inversiones para distintas GM PSA, se observan semejanzas con los obtenidos para Japón (Zhao et al., 2006b) a partir de promedios de H/V, sobretudo en la forma de los gráficos de amplificación vs. periodo, para suelos tipo S II y S III, a pesar de haber sido obtenidos por métodos distintos y para dos regiones del mundo con suelos de orígenes diferentes, lo que permite concluir que su comportamiento es bastante estable y que la clasificación de suelos empleada en el presente estudio es adecuada.

Si se comparan los espectros obtenidos con base en este estudio para $M_w = 6$ y $D = 50$ km para los tres tipos de suelo considerados, se evidencia que las ordenadas aquí obtenidas son inferiores a las mostradas por otros autores en todo el rango de periodos para la condición de roca. Para suelo S III, hay una semejanza mucho mayor para todas las ordenadas espectrales y esto se debe principalmente a los altos factores de amplificación obtenidos en el presente estudio para esta condición de suelo.

Las diferencias encontradas para suelo S I deberán ser analizadas en el futuro, cuando se cuente con más registros en roca para la región (es muy importante la colocación de instrumentos en esta condición de sitio en los distintos países) o bien, la inclusión de datos registrados en roca provenientes de otras partes del mundo.

Finalmente, al comparar los espectros obtenidos en esta tesis para sismos corticales de América Central para $M_w=7.0$, distancia hipocentral de 10 km y las tres condiciones de suelo consideradas, con los propuestos por el Código Sísmico de Costa Rica para un periodo de retorno de 500 años en zona III, que es donde se concentra la mayor cantidad de población del país, se evidencia que en roca, todas las ordenadas espectrales de la norma se ubican por encima del espectro propuesto en esta investigación. Para suelo firme, ambos espectros son muy semejantes a excepción del fuerte decaimiento que muestra el espectro obtenido con las ecuaciones predictivas a partir de 1.0 s de periodo. Para suelo blando, el espectro de la norma se ubica entre dos sismos, ambos de $M_w=7.0$ pero con distancias hipocentrales de 10 y 50 km, mostrando los del código una vez más un decaimiento más suave a partir de un periodo de 1.0 s.

8.6 Resultados para sismos debidos a subducción

Se plantearon modelos para eventos por subducción usando solamente datos de Costa Rica, para GM PGA y GM PSA correspondientes a 23 frecuencias (media geométrica de la pseudo aceleración espectral para el 5% de amortiguamiento).

Se seleccionaron solamente los datos de ese país, debido a que son los que se tienen mejor identificados y más claramente separados respecto a los de fallamiento local. Además, con este grupo de datos es con el que se obtuvo resultados más congruentes y estables.

En este caso, se utilizaron las estaciones calificadas como A, B y C, que corresponden a casi todas las disponibles para Costa Rica.

Fueron utilizados 276 registros provenientes de 96 sismos por subducción, de los cuales un 12% corresponde a suelo SI, un 37% a S II y un 50.2% a S III y a S IV. Una vez más, se observa la poca cantidad de registros provenientes de roca.

La mayor parte de los datos (un 58%) corresponde a M_w entre 4 y 4.9 y solamente un 17.7% a $M_w > 6$.

La distribución de los puntos de M_w vs. distancia hipocentral no es tan densa como en el caso de sismos por fallamiento local para América Central, sobretodo para magnitudes alrededor de 6.

Después de realizar varias pruebas, los resultados más estables y con menor desviación estándar fueron obtenidos para el mismo tipo de ecuación seleccionado para sismos por fallamiento local (ver apartado anterior), solamente que la distancia ficticia es fijada a 5 km, lo que permitió obtener resultados estables para todas las frecuencias. El tipo de regresión utilizado es el de mínimos cuadrados (ordinario de un paso).

Tal y como sucedió para sismos corticales, en general los coeficientes obtenidos tienen un comportamiento estable en todo el rango de periodos. En este caso, el coeficiente que representa la atenuación elástica tiene un valor superior a 1.0, que está asociado a una propagación de ondas entre esférica y cilíndrica.

Respecto a los coeficientes que representan la amplificación del suelo blando y del suelo firme respecto a la roca, todas las soluciones dan valores en torno a 2.29 y 1.25 respectivamente, siendo bastante mayor el que corresponde a suelo blando.

Los coeficientes obtenidos, así como la desviación estándar (SD) para el caso seleccionado de GM PGA son:

b₁	b₂	b₃	b₄	b₅	SD
0.49807	0.5371	-1.30061	0.35955	0.11626	0.352

Se evidencia una mayor amplificación relativa de S III (representado por b_4) respecto a S II (representado por b_5) que de S II respecto a S I (roca).

Los residuos para GM PGA obtenidos son menores que los estimados para fallamiento local y no se observó ningún sesgo respecto a la distancia ni a la magnitud.

Si se comparan con las curvas propuestas para fallamiento local de América Central, se observan mayores GM PGA y un decaimiento mayor de las curvas para eventos por subducción.

Al comparar con los modelos de otros autores, los aquí propuesto da valores más bajos a distancias cortas y a distancias más lejanas (cercanas al límite considerado de 200 km), se vuelve muy semejante al promedio de todos los considerados para GM PGA.

Las diferencias observadas con respecto al otro modelo propuesto para Costa Rica en 1997, pueden deberse a que el grupo de datos es distinto a pesar de provenir de un mismo país, ya que en el modelo actual solo se usaron registros digitales.

Al obtener los modelos para GM PSA 1 Hz, se evidencia la gran amplificación que se tiene con S III respecto a S II. Esto es evidente también si se compara con los resultados obtenidos por fallamiento local para América Central, donde los coeficientes que representan a S III son menores.

Los residuos por su parte, muestran valores mayores que los obtenidos para GM PGA.

Si se observan los espectros de respuesta obtenidos para un amplio rango de periodos, lo más sobresaliente es la gran amplificación de S III respecto a S II en todo ese rango y que S II amplifica relativamente poco respecto a la roca.

Con respecto a los coeficientes b_1 y b_2 , se comportan más o menos en forma semejante tanto para fallamiento local como para subducción. b_3 es algo más estable (menos variable) para sismos por fallamiento local y la SD es algo menor para sismos por subducción que para sismos corticales, en todo el rango de frecuencias.

Si se comparan los factores de amplificación del suelo respecto a los obtenidos para Japón utilizando promedios de H/V (Zhao et al., 2006b), lo más relevante es el alto valor para S III usando datos de Costa Rica, aún cuando las técnicas de inversión y de H/V no necesariamente deban dar resultados iguales en términos de la amplificación. Sin embargo, las tendencias al incremento en determinados periodos y al decremento en otros muestran claras semejanzas con los resultados obtenidos para Japón utilizando otros métodos, lo que permite concluir que se obtuvo una clasificación de suelos adecuada para este estudio.

Esta situación queda reflejada también al compararse los resultados de la presente investigación con las de otros autores (Dahle et al., 1995; Schmidt et al., 1997; Zhao et al., 2006a; García et al., 2005). Para roca, hay una coincidencia bastante buena con la propuesta con datos de México y ambas resultan inferiores a las demás. Sin embargo, esta situación se invierte para suelo S III ya que, debido a los grandes factores de amplificación obtenidos para este tipo de suelo para datos de Costa Rica en casi todo el rango de frecuencias, estos espectros superan a los demás hasta llegar a 1 s de periodo.

Los espectros obtenidos en esta tesis para sismos por subducción con datos de Costa Rica, para $M_w=7.0$ y distancia hipocentral de 25 km se ubican por debajo de los propuestos por el Código Sísmico de Costa Rica zona sísmica III y roca. Si se comparan para suelo blando, se tiene un muy buen ajuste mostrando los espectros obtenidos en esta investigación un decaimiento más fuerte a partir de 1.0 s de periodo.

8.7 Resultados de ecuaciones predictivas para sismos corticales y por subducción combinados

Se propusieron además modelos para GM PGA usando datos de fallamiento local y de subducción combinados, para datos provenientes de América Central.

En este caso, solamente fueron usadas las estaciones que obtuvieron calificación A o B y se incorporaron registros de México obtenidos en roca, provenientes de sismos de magnitudes altas.

Se trabajó con 1396 registros de los cuales, solo un 10.5% corresponde a roca (S I). El 56.2% a suelo S II y el 33.3% a suelo S III.

De acuerdo con su mecanismo focal, la mayor parte (un 64%) corresponde a eventos por subducción profunda o *in-slab* y solamente un 4.5% a subducción somera o *interface*. Respecto a los registros provenientes de fallas locales, solo un 2.5% corresponde a mecanismos inversos y los restantes (un 29%) pertenecen a otro tipo de mecanismo o no lo tienen asignado, debido a falta de información o de estudios específicos.

Hay además una clara ausencia de datos para todos los mecanismos para magnitudes entre 5.5 y 8, asociados a distancias hipocentrales entre 4 y 25 km.

Respecto a la distribución de GM PGA con la distancia, se observó que los datos aportados por México tienen valores mayores que los de América Central.

La ecuación utilizada fue propuesta inicialmente para Japón (Zhao et al., 2006a), debido a que allí se generan sismos con ambos tipos de origen (corticales y por subducción) y tiene la forma:

$$\text{Log}_{10}(y) = b_1 + b_2 * M + b_3 * d - \text{log}_{10}(d + b_4 * \exp(b_5 * M)) + b_6(h - h_c) * \delta_n + b_7 * F_S * \text{log}_{10}(d) + b_8 * S_S + b_9 * S_A + b_{10} * F_I + b_{11} * F_S + b_{12} * F_R$$

Una vez llevada a cabo la inversión por el método de mínimos cuadrados, fueron obtenidos los siguientes coeficientes:

Coeficiente	b_1	b_2	b_3	b_4	b_5	b_6	
Valor	-0.16744	0.54247	-0.00026	0.01054	0.79777	0.00062	
Coeficiente	b_7	b_8	b_9	b_{10}	b_{11}	b_{12}	SD
Valor	-0.08744	0.20375	0.12437	-0.03808	0.16331	-0.09812	0.3594

Al graficar los resultados, se observó que las curvas que representan los cuatro casos considerados no difieren mucho en función de la profundidad. Algo semejante ocurre si es la magnitud la que se varía, en el sentido de que las cuatro curvas siguen teniendo forma semejante, aunque su amplitud cambie.

Respecto a las diferencias evidenciadas según el tipo de suelo, se observó una ligera amplificación del suelo S III respecto al tipo S II y sí una amplificación considerable de suelo tipo S III respecto a tipo S I.

Los residuos en general se ubican entre $+1.5$ y -1 sin ningún sesgo en particular y tienden a ser más los casos en los que los valores observados son mayores que los valores estimados.

Al compararse los modelos obtenidos con los propuestos para Japón, los de América Central predicen valores menores en todo el rango de distancias y tienden a ser curvas más lineales, llegándose a cruzar los modelos de ambas regiones a los 200 km.

Para estudios futuros utilizando este tipo de ecuación, es necesario contar con más registros provenientes de roca para un rango más amplio de magnitudes y aumentar el número de registros provenientes de eventos por subducción somera y por fallamiento local con mecanismo inverso, para lograr una mayor equidad en cuanto al número de registros por cada categoría.

Parte II. Microzonificación de la Bahía de Cádiz (España)

8.8 Antecedentes

En esta investigación se han considerado seis municipios de la Bahía de Cádiz que son: Cádiz, San Fernando, Puerto Real, El Puerto de Santa María, Rota y Chiclana.

En general, la bahía presenta grandes extensiones de marismas (terreno plano y pantanoso que se inunda por efecto de las mareas). Está formada por un antiguo archipiélago cuyas islas se han unido por efecto de procesos de sedimentación.

La sismicidad de la región se genera principalmente debido a la interacción entre las placas Iberia y África. Algunos terremotos importantes del pasado reciente son: Golfo de Cádiz (1964, $M_s=6.4$), oeste del Cabo San Vicente (1969, $M_w=5.8$), región de Almería (2004, $M_w=6.5$), El Asnám, Argelia (1980, $M_s=7.3$) y Granada (2010, $M_w=6$).

Como terremotos históricos que han afectado a la zona, con intensidades IX y X se citan: terremoto de Lisboa (1755), del sur de Iberia y noreste de Argelia (1716 y 1891) y del norte de Marruecos (1909, intensidad máxima IX).

Los daños documentados más importantes observados en la Bahía de Cádiz debidos a la ocurrencia de un terremoto corresponden al de 1755 (Terremoto de Lisboa) de magnitud aproximada de 8.5 y al tsunami asociado. Según Martínez-Solares & Mezcua (2002) las intensidades asociadas observadas en la Bahía de Cádiz varían entre IV y VII, siendo mayores en el Puerto de Santa María y menores en San Fernando. Estas intensidades son inferiores o iguales a las estimadas a partir de la norma NCSE02 con el uso de correlaciones entre aceleración e intensidad (J. Irizarry 2010, comunicación personal), para un periodo de retorno de 475 años.

Si la región donde se generan los sismos se divide en tres zonas: A (desde el Golfo de Cádiz hasta el Banco de Gorringe), B (cordilleras Bética y Rift y el Mar de Alborán) y C (noroeste de Argelia y montañas Tell), se considera que en las regiones A y C, el límite entre las placas Eurasia y África corresponde a un área donde el material es relativamente rígido y los esfuerzos son liberados con la ocurrencia de sismos grandes, mientras que en la zona B, el material es más fragmentado, con un gran número de

pequeñas fallas y consecuentemente, los esfuerzos son liberados a partir de sismos pequeños y moderados (Bufo et al., 2004).

Respecto a la normativa sísmica vigente, la aceleración básica a_b para la región de interés varía entre 0.05 y 0.07g, siendo estos valores bajos respecto a otras zonas del sur de España. Las formas espectrales previstas en la norma provienen de aplicar un coeficiente $K=1.3$, propio de la presencia de sismos de gran magnitud y distancias grandes (NCSE02).

Los suelos característicos que predominan en la Bahía de Cádiz, principalmente en las zonas más pobladas de los seis municipios, están formados por conglomerados y areniscas ricas en ostras, popularmente conocidos como “piedra ostionera”, que son duros al tacto pero frágiles al esfuerzo. También están presentes las arenas y las conchas. Como casos especiales sobresalen las margas blancas ubicadas en el cerro de Los Mártires en San Fernando, limos y arcillas en el centro de Chiclana y en algunos casos, afloramientos de margas blancas y calizas en este mismo centro urbano.

8.9 Marco teórico y metodología

Para determinar los efectos de sitio en la zona en estudio, se aplicaron esencialmente dos técnicas empíricas y una numérica.

La primera empírica es el cociente espectral H/V de mediciones de vibraciones ambientales, considerada por el autor del método como la función de transferencia aproximada del suelo (Nakamura, 1989). A partir de este cociente, fue posible determinar la frecuencia fundamental del depósito del suelo.

La segunda técnica empírica empleada, conocida como *arrays* o sensores colocados en serie, permite estimar las curvas de dispersión de la velocidad de fase vs. la frecuencia para frentes de ondas contenidos en las ondas superficiales, que son las que mayoritariamente componen las vibraciones ambientales.

Una vez obtenidas estas curvas, fueron invertidas para obtener los espesores y velocidades de onda cortante de las capas del suelo que forma cada perfil.

Para la aplicación del método de los *arrays* se requiere que los estratos que forman el suelo estén dispuestos horizontalmente (medios unidimensionales) y deben ser heterogéneos, formados por capas de distinto material.

Las curvas de dispersión se obtuvieron con la aplicación de los métodos FK (*frequency-wavenumber*) y SPAC (*spatial autocorrelation*). En este último caso fue necesario obtener primero las curvas de autocorrelación. Las inversiones fueron hechas según el método “del vecino” (*neighbourhood algorithm*). El procesamiento se realizó con el programa Geopsy (*Geophysical signal database for noise array processing*, www.geopsy.org).

Fue considerada como información complementaria la disponible de ensayos NSPT.

El método de simulación numérica 1D utilizado (programa Shake, ProShake, 2001), permite modelar la respuesta en superficie de una columna de suelo. Es lineal

equivalente y por medio de iteraciones sucesivas aproxima la solución hasta que se minimiza el error y se alcanza la convergencia (minimiza las diferencias entre las deformaciones máximas y la deformación media calculada en los estratos).

Para realizar la microzonificación, se calculó la intensidad de Arias (IA) para los registros en roca (*input* de los modelos numéricos) y para los aceleorgramas modelados en superficie (*output* de los modelos), y por medio de correlaciones entre IA y la intensidad macrosísmica, se obtuvo el incremento de este último término del suelo respecto a la roca, cuantificándose así la amplificación de una columna de suelo específica.

8.10 Resultados de la aplicación de las técnicas H/V y de *arrays* en la Bahía de Cádiz

Con la aplicación de la técnica H/V se obtuvieron razones espectrales muy planas, con un valor de amplificación cercano a la unidad (muy poca o nula amplificación), lo que dificultó o impidió del todo hacer una lectura de la frecuencia fundamental f_0 y en la mayoría de los casos en que sí se logró identificar, se obtuvo valores de frecuencia altos.

Esto es un aparente reflejo de la presencia de suelos más bien firmes, debido probablemente a la existencia generalizada de las areniscas, también llamadas “piedra ostionera”.

Fueron seleccionados entre cinco y seis sitios de medición por cada municipio y en general, los resultados de la técnica H/V pueden resumirse como sigue para los valores de f_0 :

- Inferiores a 1 Hz (donde se esperan los mayores efectos de amplificación): pocos sitios, como por ejemplo: el recinto ferial y una explanada al frente de la playa en Puerto Real.
- Entre 1 y 10 Hz (efectos de sitio también potencialmente significativos): la mayor cantidad de los sitios.
- Superiores a 12 Hz (suelos más rígidos, con menores efectos de sitio esperados): varios puntos de El Puerto de Santa María, Rota y del centro de Cádiz.

Para la aplicación de la técnica de *arrays* se colocaron 11 sensores repartidos en dos círculos concéntricos de 100 y 50 metros de diámetro y uno en el centro. Debido a que es necesario cumplir con la hipótesis de que los estratos deben ser horizontales, se aplicó de nuevo la técnica H/V en los sitios escogidos y se estimó nuevamente f_0 , encontrándose que para Cádiz, Chiclana y El Puerto de Santa María, puede asegurarse que el medio es unidimensional pero para los otros tres casos, sobretodo el correspondiente a Rota, esta condición no fue claramente satisfecha.

Luego de obtener las curvas de dispersión, se procedió a la inversión de estas y para cada municipio se escogieron los modelos con menor error y cuya frecuencias f_h calculada analíticamente a partir de las Vs y espesores de capa, fuera cercana a la f_0 obtenida con el método de H/V.

Al comparar la f_0 y la f_h , se obtienen resultados aceptables para casi todos los sitios, con excepción de Rota (base naval) y Puerto Real, donde la f_0 se ubica muy por encima o por debajo de la f_h , respectivamente.

En los casos de Cádiz y el Puerto de Santa María, hubo limitaciones de espacio para colocar los sensores, por lo que la información de capas profundas se vio limitada por la apertura del *array*.

Los perfiles seleccionados para Cádiz, Chiclana y El Puerto de Santa María fueron obtenidos con el método SPAC. El método FK proporcionó las mejores soluciones para Puerto Real, Rota y San Fernando. Cabe mencionar que para Puerto Real y San Fernando no fue posible aplicar el método SPAC debido a la falta de claridad en la curva de dispersión construida a partir de las curvas de autocorrelación.

En San Fernando y Rota (base naval) sería necesario complementar los resultados obtenidos en este estudio con otros que se obtengan a partir de otras pruebas geofísicas que se realicen en esos sitios en el futuro.

En los *arrays* de Rota y Puerto Real, las curvas de dispersión obtenidas son muy horizontales, por lo que no se evidencia claramente el fenómeno de dispersión y esto parece indicar que el medio es muy homogéneo. Por otro lado, en esos mismos sitios las razones H/V son muy planas, lo que refuerza el supuesto de que es un medio homogéneo, con bajos contrastes de impedancia entre estratos.

Los resultados obtenidos con el método de *arrays* fueron complementados con los datos de ensayos SPT disponibles y, por medio de correlaciones, se lograron definir capas más superficiales en los perfiles de Cádiz, Puerto Real y San Fernando. Esto permitió construir 9 perfiles finales y a cada uno de ellos se les calculó la V_{s30} , lo que permitió evidenciar que de acuerdo con la aplicación de estas técnicas, los suelos predominantes en la zona de estudio son tipo B o C, según el Eurocode 8.

8.11 Modelización de la respuesta en superficie y microzonificación sísmica

Para la aplicación de los métodos numéricos unidimensionales se seleccionaron los acelerogramas de entrada o *inputs*, de manera que sus formas espectrales se asemejen a las definidas por la normativa vigente en España (NCSE02). Se obtuvieron cinco registros, que además fueron normalizados según la aceleración sísmica base (a_b) definida para cada municipio por dicha norma.

De todos los acelerogramas seleccionados, solamente el de “Umbro aftershock” es el que presenta una forma de onda completa; sin embargo, los otros cuatro también cumplen con que su espectro de respuesta normalizado se asemeja lo necesario al propuesto por la normativa vigente, por lo que se puede afirmar que contienen la mayor parte de la energía del movimiento requerida.

Al aplicar el método numérico Shake, se obtuvieron los acelerogramas en superficie, las funciones de transferencia (FT), los espectros de respuesta y las razones espectrales. Las frecuencias fundamentales leídas de las FT se compararon con las f_0 obtenidas de H/V y en los emplazamientos de Chiclana y El Puerto de Santa María es donde se observa mayor semejanza entre las frecuencias fundamentales.

Es muy notoria la gran amplificación que sufren algunas FT debido probablemente a que al tener los sismos de entrada aceleraciones normalizadas bajas, los niveles de deformación provocados en el suelo son bajos y por lo tanto, los amortiguamientos correspondientes a cada iteración son también bajos, lo que trae como consecuencia que las FT resulten ser muy amplificadas, pero solo para frecuencias muy específicas (la fundamental y los primeros armónicos), por lo que los acelerogramas modelados en superficie no sufrirán amplificaciones grandes en todo el rango de frecuencias, sino solamente en valores específicos.

Si se comparan los espectros promedio obtenidos con los definidos por las normas vigentes (NCSE02 y EC-8), se observa en muchos casos que las ordenadas espectrales obtenidas con los modelos sobresalen significativamente respecto a las normas, sobretodo en las zonas del *plateau* del espectro, siendo el caso del emplazamiento de San Fernando Almirante el más crítico. Esto debe estar asociado a las altas amplificaciones para frecuencias específicas observadas en las FT, ya mencionadas. Sin embargo, se tiene un buen ajuste para el decaimiento del espectro para suelo B sismo tipo 1 del EC-8 (sismos con magnitud mayor que 5.5).

Respecto a las altas ordenadas espectrales obtenidas en algunos casos, debe tomarse en cuenta que existen otras publicaciones donde se hace referencia a la posibilidad de que las éstas alcancen valores de hasta 400 gales en Cádiz (Benito et al., 2009).

Los resultados obtenidos en Rota (base naval) y Puerto Real (recinto ferial y Las Ceferinas), concuerdan bastante bien con los espectros definidos por las normas NCSE02 y EC-8, este último para suelo B sismos tipo 1.

La clasificación de suelos obtenida a partir del método de la geología superficial (criterio según Fleta et al., 1998) califica a los suelos donde se obtuvieron los perfiles como si fueran más blandos en comparación con los resultados según el parámetro Vs30. Esto puede estar asociado al hecho de que la Vs30 toma en cuenta los primeros 30 m de capas de suelo en un perfil dado y tal y como se ha evidenciado en la zona en estudio, los sedimentos no son muy profundos, por lo que Vs30 presenta valores altos debido a que para su cálculo se están tomando en cuenta capas de suelo más competentes (con Vs altas), que se encuentran a pocos metros de la superficie. Se calculó también el parámetro Vs10 para los primeros 10 metros y se obtuvo una clasificación más parecida a la obtenida según la geología superficial.

Finalmente, se obtuvo la microzonificación sísmica de la Bahía de Cádiz a partir del cálculo del incremento de la intensidad macrosísmica (ΔI) del suelo respecto a la roca.

En todos los casos, se obtuvo un ΔI que redondea a un grado, a excepción de Rota (base naval) Puerto Real (recinto ferial) y El Puerto de Santa María, donde redondea a 0.5 (figura 7.46).

Analizando los resultados para cada municipio, las ordenadas espectrales máximas leídas de los espectros promedio correlacionan bastante bien con los cálculos del incremento de intensidades ΔI y por lo tanto, con los efectos de sitio evidenciados, en el sentido de que para sitios con las ordenadas espectrales mayores, los ΔI tienen un valor de 1.0 (mayor efecto de sitio) y para emplazamientos con espectros cuyas ordenadas

máximas son menores, el ΔI tiende a ser de 0.5 (menores efectos de sitio), lo que resulta concordante.

En la mayoría de los casos hay concordancia entre el incremento ΔI y la geología superficial según Fleta et al. (1998), de manera que a todos los suelos tipo C se les asocia un $\Delta I = 1$, a suelos B un $\Delta I = 0.5$ y a tipo A (roca) un $\Delta I = 0$. Este último basado en los resultados de H/V.

8.12 Perspectivas de trabajo futuro

En lo referente a la obtención de relaciones predictivas del movimiento del suelo para América Central, se espera desarrollar las siguientes líneas de investigación:

- Continuar con el desarrollo de ecuaciones de atenuación para sismos corticales y por subducción combinados, según la propuesta hecha por Zhao et al. (2006a), para GM PSA y distintas frecuencias. Debido a la ausencia de acelerogramas registrados en emplazamientos de roca, los registros existentes se complementarán con otros obtenidos en México para esta condición de sitio, en un rango amplio de magnitudes M_w , sobre todo entre 4 y 6. También se revisará la base de datos mexicana y se seleccionarán registros generados por sismos corticales con mecanismo inverso y por subducción somera, para completar el banco de datos actual que tiene pocos registros correspondientes a esos dos orígenes.
- Caracterizar los emplazamientos donde se encuentran las estaciones acelerográficas en la actualidad en Centroamérica aplicando métodos geofísicos como *arrays* y *SASW*, de manera que se logre una caracterización más precisa y uniforme de los sitios de registro. Se espera iniciar con estudios en Costa Rica y luego extenderlos a América Central.
- Seleccionar nuevos sitios de emplazamiento en roca para América Central, que permitan la instalación de acelerógrafos en esa condición de sitio en el corto y mediano plazo, debido a que en la actualidad se cuenta con pocos registros con esas características en la región.

Respecto a la microzonificación de la Bahía de Cádiz, se sugiere lo siguiente:

- Llevar a cabo pruebas geofísicas, principalmente en los municipios de Rota, San Fernando y Puerto Real donde fue difícil obtener resultados concluyentes con el método de *arrays*, debido a la dificultad para aplicar el método SPAC o bien, no se observó claramente una disposición horizontal de estratos heterogéneos, que es un requisito necesario para la aplicación de los métodos de ondas superficiales utilizados. Es importante tratar de definir mejor algunas las velocidades de onda cortante y espesores de las capas más cercanas a la superficie.
- Desarrollar estudios geotécnicos precisos que permitan conocer mejor el comportamiento dinámico del suelo denominado “piedra ostionera” (conglomerados y areniscas ricas en ostras), que predomina en la zona de estudio y que aparenta tener un comportamiento inestable (duro al tacto pero muy frágil al esfuerzo), por lo que la propagación de las ondas superficiales por este medio inestable puede verse afectada, según sea la condición en que se encuentre el material. Por lo tanto, sería interesante conocer su comportamiento

bajo distintas condiciones: seca, saturada, en condición confinada, en condición de superficie libre, entre otras.

- Continuar con el desarrollo de estudios que permitan estimar la vulnerabilidad sísmica de la Bahía de Cádiz, a partir de los resultados obtenidos en esta tesis, como el mapa de incrementos de intensidad macrosísmica, complementados con el estudio de las tipologías de construcciones predominantes en la Bahía, lo que permitirá tener un panorama más claro sobre los posibles efectos que puedan provocar los terremotos que ocurran en el futuro.

Chapter 8. Conclusions (English version)

The following are the conclusions on the results obtained in this study. They correspond to the objectives proposed in the introduction, as well as relevant aspects of the areas under study. They are divided into two parts that make up this document.

Part 1. Ground-motion prediction equations for Central America

8.1 Seismological aspects of the study area

The main seismological feature in Central America is represented by the Middle America Trench (MAT), which lies parallel to the Pacific coast of the isthmus. It starts along the border between Guatemala and Mexico and ends in southern Costa Rica.

The MAT marks the boundary between the subduction of the Cocos plate beneath the Caribbean plate (Montero et al., 1997). This collision is capable of generating earthquakes greater than 8.0 Mw, mainly off the coasts of Guatemala, El Salvador and Nicaragua, whose mechanisms are predominantly reverse.

Another important consequence of this collision is the formation of numerous active volcanoes, which give rise to the Central American volcanic arch. This arch represents a complex and heterogeneous area where important cities such as Guatemala, San Salvador and Managua are located. There are also numerous local fault systems capable of generating from small to moderate size (6.5 Mw) earthquakes.

Towards the southern part of the isthmus, there is an area of intense seismic activity between Costa Rica and Panama. This area corresponds to the interaction between the Cocos Plate, Nazca Plate, and the Panama block, defining a triple complex point.

In the southern part of Costa Rica, there is also a submarine mountain chain called the Cocos Ridge. The subduction of this ridge generates important earthquakes in the Central and Southern Pacific coast of the country.

The result of all of these features is a complex tectonic framework that has able to generated 52 earthquakes of magnitude between 5 and 6.5 Mw from 1900 to 2002 along the volcanic arch. Also there have been 51 earthquakes with magnitudes greater than 7.0 Mw mainly due to the subduction processes (Rojas et al., 1993).

The soils that predominate in the region are very diverse, as a result of the interaction between variables such as source of rocks, climate, irregular topography and human activities. In the valleys, where most major cities are located, weathered volcanic rocks predominate, including lava flows and ash deposits. Within these urban areas, soil layers of lacustrine and mainly alluvial origin also exist. In general it is rare to find exposed competent rocks because the formations that outcrop correspond to recent ages, younger than Miocene and predominantly Quaternary (Denyer & Alvarado, 2007; INETER & BRG, 2004; Bundschuh & Alvarado, 2007).

8.2 Data used

The accelerometer records used come from five countries, corresponding to 8 institutions. The institutions with most accelerograms recorded are: SNET (El Salvador), LIS (Costa Rica), UCA (El Salvador) and INETER (Nicaragua).

The accelerograms were processed following a standard procedure in terms of selection and filtering. They were also transformed into a common format called *.lis, which facilitated the management of archives in the later stages of the study.

Most of the records from analogue instruments or those recorded by low resolution analog-digital converters were not taken into account to ensure quality of results. This caused that the number of records available was reduced and concentrated in the three countries mentioned above.

To obtain some of the predictive models, some data were taken from Mexico in order to improve the coverage of high magnitudes. This was necessary because 7.0 Mw data is not available in large number for Central America.

Each earthquake parameters (time, coordinates, depth) were assigned to each record according to information given by each local agency and checked with international agencies when it was possible.

Regarding the magnitude, all records from events larger than 5.0 Mw were assigned focal mechanisms according to CMT. For smaller events, the reported magnitudes by local agencies (M_s , m_b , M_D) were converted to M_w (Okel & Romanovicz, 1994; Rojas et al., 1993).

The origin of the earthquake (crustal or subduction) was assigned according to the report of the local agencies or other available studies. In case that this information was not available, the event was classified as local faulting (crustal) if depth was less than 25 km. Greater depths earthquakes were classified as subduction.

8.3 Soil classification of the stations

Because adequate soil classification of the recording stations is crucial for obtaining robust attenuation models, a method proposed by several authors from Japan (Zhao et al., 2006b) was used. It is based on the calculation of the ratios H/V applied for all earthquakes recorded at each station.

The proposed method consists on identifying the fundamental period observed (period associated with maximum amplification) in each of the average H/V ratio. This is then compared with the ranges proposed by a classification table for four soil types: S I (rock, stiff soil), S II (firm-medium soil), S III (soft soil) and S IV (very soft soil) obtained for Japan. This classification is equivalent to the types A+B, C, D and E according to NEHRP, respectively.

What is new in the methodology is that it consists of calculating an index that those same authors suggested, based on the amplitudes of the averaged H/V ratios for 20

specific periods. Thus, four indices were calculated per site (four potential soil types) and the maximum index obtained corresponds to the soil at that site.

For the final classification of the soil at each site both of these two criteria were considered, as well as the information provided by each local agency based on maps and observations on the site. Then a rating for each site is obtained as a function of the agreement between the different considered criteria. The code goes from A to D, being A the highest rating (agreement between all used criteria). B and C are considered reliable to some extent too, but D is inadmissible because it corresponds to the mismatch of any of the classification criteria.

134 stations were classified of which 65 correspond to El Salvador, 43 in Costa Rica and 26 in Nicaragua.

From the total, 26% were classified as A, 32% were classified as B, 17% as C and, 25% as D. This means that 58% of the stations were inside a good rating (A + B), 17% is acceptable (C) and 25% unacceptable (D). In general, there are few well-qualified stations for S I (rock) and also few (either well or poorly qualified) of S IV.

The fact that only few stations have been classified as rock is consistent with the predominant type of geology in the three countries. This is the case because the majority of instruments are located in valleys, coastal areas, and floodplains. This shows the need to locate instruments in well qualified rock in the future, allowing a better coverage of records in the four considered types of soils, not a bias toward type S II and S III, as is the current case.

In general, when implementing the classification method of soil type suggested in this research, it was achieved better results (better qualified stations) for the cases of Nicaragua and Costa Rica than El Salvador, which is the country that provides the largest amount of records.

8.4 Observations on the analysis procedure and data limitations

The hypocentral distance is used in this study because it is the only available measure of distance for all earthquakes in the region. The reason is the lack of rupture models obtained for major earthquakes.

According to several authors, this measure of distance is not appropriate for earthquakes with magnitudes greater than 6.5 Mw and it is also the longest of all possible distances used in these studies (Joyner and Boore or r_{jb} , the rupture zone distance, the distance to seismogenic zone, etc.).

Given that there are two horizontal components for each accelerogram, geometric mean (GM) of PGA and PSA was used as the dependent variable since it is commonly used in such worldwide studies. The reason is that it represents the average of both components better than other expressions.

Earthquakes with magnitude greater than 4.0 Mw were selected to ensure the validity of the results in a range of magnitudes of 5 to 7. Moreover, the maximum hypocentral

distance was limited to 200 km because longer distances are not important in engineering studies due to high attenuation of the waves.

Given that there are not many records for soils S IV (very soft), it was decided to group these with the class S III (soft).

To make the inversions it was used a freeware program created by J. Douglas (2009, personal communication) in MatLab © with 15 types of functional forms and five programmed regression methods.

According to several authors (Zhao et al., 2006b), the commonly used linearized equation to represent the phenomenon of attenuation is often simplistic in terms of consideration the energy in a single term, given by the magnitude. Furthermore, it is simple and sometimes incorrect representation of the seismic wave propagation through only two terms (elastic and inelastic), among other simplifications.

However, it is considered necessary to obtain regional models even though they may be consider preliminary and that in the future be subjected to revisions, both in its theoretical foundations and due to the database used.

8.5 Predictive equations for crustal events

For local faulting or crustal earthquakes, data from Nicaragua, El Salvador and Costa Rica were used and the equations were obtained for both GM PGA and GM PSA (geometrical mean of pseudo spectral acceleration for 5% of damping), for 22 frequencies.

The stations considered were those rated A or B. The use of qualified stations with C and D generated inconsistencies and instabilities in the models.

The final number of records used for the data subset for local faulting is 439. They correspond to 212 earthquakes, the majority (56%) recorded in S II (hard soil) and only 10% in rock (S I).

Most of the records correspond to earthquakes between 4 and 4.9 Mw (58%) and only 14% of earthquakes with $M_w \geq 6.0$.

Among many combinations of equations and regression methods considered, the functional form selected was:

$$\log Y = b_1 + b_2 * M + b_3 * \log(\sqrt{D^2 + b_4^2}) + S * b_5 + H * b_6$$

where Y is the GM PGA or GM PSA in cm/s^2 , log corresponds to the logarithm base 10, b_1 to b_6 are the terms to be obtained through regression. The last two terms correspond to soil condition in the recording site. In the case of rock (S I), $S = H = 0$, if the soil is hard (S II), $S = 0$ and $H = 1$ and for soft soil (S III and S IV) $S = 1$ and $H = 0$. Note that the coefficient for inelastic attenuation was not considered because it does not produce significant changes in the models for distances shorter than 200 km. Their inclusion destabilized the models for some frequencies.

The coefficients obtained are stable throughout the different range of periods in every computer run. The variations observed are consistent and comply with the type of equation that is used. For example, coefficient that represents the elastic attenuation has a value of around -1.0, which is associated with a spherical wave propagation. For soft and hard soils, all solutions give values of amplification factor in the range 1.48 to 1.29 respectively. Higher values correspond to soft soils as expected. A least-squares one step method was used to calculate a regression curve to fit data. The values obtained for the coefficients for GM PGA are the following:

b₁	b₂	b₃	b₄	b₅	b₆	SD
0.126	0.490	-1.036	4.224	0.221	0.117	0.408

The standard deviation (SD) obtained for GM PGA is high according to results obtained elsewhere in previous referred GMPE. The value increases for GM PSA probably due to the data recording and data processing.

The residuals obtained show a trend line with negative slope (slope of a line of best fit, which usually coincides with the axis of zero residuals and zero slope). This is seen to increase both the hypocentral distance and magnitude in graphics of residuals vs. distance and residuals vs. magnitude, respectively.

By comparing the results of GM PGA with those obtained by other authors (Dahle et al., 1995; Schmidt et al., 1997; Zhao et al., 2006a; Spudich et al., 1999), it appears that the values proposed here are lower for most distance ranges. Different regression methods were used by those authors applied to existing data. In this study, the least-squares method was used because it showed to give a stable solution for a set of reliable modern data.

In fact, it should be noted that in our study 95% of the records come from digital instruments while in the past most of the data was coming from analogue instruments.

In the case of GM PSA 1 Hz, site effects represented by the coefficient b_5 corresponding to soil S III is larger than for GM PGA. This was expected because the amplification is usually higher for low frequencies (long periods). For the same inversion, the residuals show no bias in terms of distance or magnitude and are smaller than those obtained for GM PGA.

Regarding soil coefficients versus frequency for various GM PSA, there are similarities to those obtained for Japan for H/V spectral ratios (Zhao et al., 2006b), especially in the form of graphics of amplification vs. period for soil types S II and S III. This is observed despite having been obtained by different methods and for two regions with soils of different origin. The leading conclusion is that the behavior of the coefficients presented here is quite stable and that the classification of soils used in this study is adequate.

If we compare the spectra for $M_w = 6$ and $D = 50$ km for the three soil types considered with the one obtained by other authors, it appears that the ordinates obtained here are lower than those shown by other authors. For soil S III, there are more similarities to all

spectral ordinate and this is due mainly to high amplification factors obtained in this study for this condition of soil.

The significant differences found for SI soil must be analyzed in the future, as more earthquakes get recorded on rock (the placement of instruments in this site condition in different countries of the region is very important).

Finally, the spectra obtained in this thesis for crustal earthquakes of Central America were compared with the one proposed by the Costa Rican Seismic Code. A $M_w = 7.0$, hypocentral distance of 10 km event was selected at the three soil conditions. The comparison is for a return period 500 years in Zone III which corresponds to the most densely populated area. For rock, all of the spectral ordinates of the code are above the spectrum proposed in this research. For hard soil, both spectra are very similar except for the strong decay showed by the spectrum obtained with the equations from 1.0 s period. For soft soil, the spectrum purposed by the code is between two earthquakes, both of $M_w = 7.0$ but with hypocentral distances of 10 and 50 km, showing the code again a milder decline after a period of 1.0 s.

8.6 Predictive equations for subduction events

Predictive equations were obtained for subduction events using only data from Costa Rica, for GM PGA and GM PSA (geometrical mean of pseudo spectral acceleration for 5% of damping), for 23 frequencies.

The reason for using only Costa Rica data was that data from that country was better classified than the rest. Also, more consistent and stable results were obtained with this data set. The stations classified as A, B and C, could be used for Costa Rica.

276 records were used from 96 earthquakes by subduction, of which 12% correspond to soil S I, 37% to S II, and 50.2% to S III, and S IV. Once again, there is a small number of records from rock sites. Most of the data (58%) is coming from earthquakes with magnitude 4 and 4.9 M_w . Only 17.7% is from $M_w > 6$.

The distribution of M_w vs. hypocentral distance points is not as dense as in the case of earthquakes by local faulting in Central America, especially for magnitude 6 M_w .

After several tests, the more stable results were obtained for the same functional form selected for crustal earthquakes, only the fictitious distance is fixed at 5 km, to stabilize results for all frequencies. The type of regression used is the least squares (ordinary one-step). This also coincides with the lowest standard deviation.

As in the case of crustal earthquakes, here the coefficients obtained show a stable behavior across a wide range of periods. In this case, the coefficient that represents the elastic attenuation has a value greater than 1.0, which is associated with a wave propagation between spherical and cylindrical.

With respect to the coefficients that represent the soft soil and hard soil amplification on the rock, all solutions give values around to 2.29 and 1.25 respectively, being significantly higher the one corresponding to soft soil.

The coefficients obtained and standard deviation (SD) for GM PGA for the selected case are:

b₁	b₂	b₃	b₄	b₅	SD
0.49807	0.5371	-1.30061	0.35955	0.11626	0.352

There is a higher relative amplification of S III (represented by b_4) relative to S II (represented by b_5) than on SII to S I (rock).

Residuals obtained for GM PGA are lower than those estimated for crustal and no bias was observed on the distance or the magnitude.

Compared with the models (curves) obtained for crustal events proposed for Central America, the models obtained for subduction show higher values of GM PGA and stronger decay curves, as observed in other parts of the world.

When compared with models purposed by other authors, the ones proposed here give lower values at short distances and longer distances (near the limit of interest of 200 km), it becomes very similar to the average of all considered (all curves) for GM PGA. The differences observed here with respect to other model proposed for Costa Rica in 1997, could be because the data set is different despite coming from the same country, since the current model is obtained using only digital records.

By getting the GM PSA models for 1 Hz, a high amplification is evident for S III with respect to S II. This is also evident if this is compared with the results obtained for local faulting for Central America where the coefficients representing S III are lower. The residuals in turn show higher values than those obtained for GM PGA.

Looking at the response spectra obtained for a wide range of periods, the highlight is the high amplification of S III relative to S II and S II amplifies relatively little with respect to the rock.

With respect to the coefficients b_1 and b_2 , they behave more or less in a similar manner for both local faulting and subduction. b_3 is more variable for subduction and SD is somewhat lower than for local faulting throughout the frequency range.

Comparing the soil amplification factors with respect to those obtained in Japan using average H/V (Zhao et al., 2006b), the most relevant is the high value for S III using data from Costa Rica, even when techniques of inversion and H/V does not necessarily have to give equal results in terms of amplification. However, increasing trends in certain periods and decrease in others show clear similarities with the results obtained using other methods for Japan, which suggests that a suitable classification of soils were obtained.

This situation is also reflected when comparing the results of this investigation with those of other authors (Dahle et al., 1995; Schmidt et al., 1997; Zhao et al., 2006a; Garcia et al., 2005). For rock, it is a pretty good match with the proposal with data from Mexico (García et al., 2005) and both are lower than others. However, this situation is

reversed for S III (soft soil) due to large amplification factors obtained for this soil type using data for Costa Rica for almost the entire period range.

The spectra obtained in this thesis for subduction $M_w = 7.0$ and hypocentral distance of 25 km earthquakes using data from Costa Rica are lower than those proposed by Costa Rica Seismic Code for seismic zone III and rock. When compared to soft soil, it has a very good fit but the spectra obtained in this investigation shows a stronger decline from 1.0 s of period.

8.7 Predictive equations for combined subduction and local faulting events

It was also proposed GM PGA models using data from local faulting and subduction combined for Central America data set.

In this case, only the stations with rating A or B were used and records from Mexico obtained on rock were incorporated, from earthquakes of magnitudes higher than 7.

1396 records were considered of which only 10.5% were obtained on rock (S I), 56.2% in hard soil (S II) and 33.3% in soft soil (S III).

According to its focal mechanism, the majority (64%) relates to in-slab (deep subduction) and only 4.5% corresponds to shallow subduction or interface. With respect to records from local faulting, only 2.5% is classified as reverse and the remaining mechanisms (29%) belong to another type of mechanism or they are unclassified due to lack of information or specific studies.

There is also a clear lack of data for all mechanisms for magnitudes between 5.5 and 8, associated with hypocentral distances between 4 and 25 km.

Regarding the distribution of GM PGA with distance, it was noted that data selected from Mexico have higher values than those of Central America.

The functional form used was proposed for Japan (Zhao et al., 2006a) for both types of earthquakes (crustal and subduction) and it is as follows:

$$\text{Log}_{10}(y) = b_1 + b_2 * M + b_3 * d - \log_{10}(d + b_4 * \exp(b_5 * M)) + b_6(h - h_c) * \delta_n + b_7 * F_S * \log_{10}(d) + b_8 * S_S + b_9 * S_A + b_{10} * F_I + b_{11} * F_S + b_{12} * F_R$$

Once the inversion was carried out by the method of least squares, the following coefficients were obtained:

Coefficient	b_1	b_2	b_3	b_4	b_5	b_6	
Value	-0.16744	0.54247	-0.00026	0.01054	0.79777	0.00062	
Coefficient	b_7	b_8	b_9	b_{10}	b_{11}	b_{12}	SD
Value	-0.08744	0.20375	0.12437	-0.03808	0.16331	-0.09812	0.3594

Plotting the results, it was observed that the curves representing the four cases considered do not differ much in terms of depth. Something similar happens if the

magnitude varies in the sense that the four curves are still similar, even though its amplitude changes as a function of magnitude.

Regarding the differences found by the soil type, there was a slight amplification of S III with respect to S II and a considerable amplification of S III relative to S I.

Residuals in general are between +1.5 and -1 with no particular bias and tend being more the cases in which the observed values are higher than estimated ones.

When comparing the models obtained here with the proposed for Japan, Central America predicts lower values throughout the range of distances and tends to be more linear, crossing the models of both regions in 200 km.

For future studies using this functional form, it is necessary to have more records on rock to a broader range of magnitudes. Also, it is necessary to increase the number of records from shallow subduction events and reverse mechanism by local faulting to achieve more equity in the number of records per category.

Part II. Microzonation of Cadiz Bay (Spain)

8.8 Background

This research considered that the bay is formed by six municipalities: Cádiz, San Fernando, Puerto Real, El Puerto de Santa Maria, Rota, and Chiclana.

In general, the bay has large areas of marsh (flat and marshy ground which is flooded by tidal effects). It consists of an ancient archipelago whose islands have joined as a result of sedimentation processes.

The seismicity of the region is mainly generated due to the interaction between Iberia and Africa plates. Some major earthquakes in the recent past are: Gulf of Cadiz (1964, $M_s = 6.4$), west of Cape St. Vincent (1969, $M_w = 5.8$), region of Almeria (2004, $M_w = 6.5$ and El Asnam, Algeria (1980, $M_s = 7.3$).

Historic earthquakes that have hit the area, with intensities IX and X are cited: the Lisbon earthquake (1755), southern Iberia and northeastern Algeria (1716 and 1891) and northern Morocco (1909, maximum intensity IX).

The most important documented damage observed in the Bay of Cadiz as a result of an earthquake correspond to that of 1755 (Lisbon Earthquake) of approximate magnitude of 8.5 and the associated tsunami. According to Martínez-Solares & Mezcua (2002) intensities associated in the Bay of Cadiz vary between IV and VII, which was higher in Puerto de Santa Maria and lower in San Fernando. These intensities are lower or equal than those estimated from the NCSE02 with the use of correlations between acceleration and intensity (J. Irizarry 2010, personal communication) for 475 years of return period.

Some studies have divided the region where earthquakes are generated into three zones: A (from the Gulf of Cadiz to the Gorringe Bank), B (Betic and Rift Ridges and the Alboran Sea) and C (northwest of Algeria and Tell mountains). The boundary between the Eurasian and African plates corresponds to an area where the material is relatively

rigid and stresses are released to the occurrence of large earthquakes. In zone B the material is more fragmented with a large number of small faults and consequently, the stresses are released from small and moderate earthquakes (Buforn et al., 2004).

Regarding the current seismic regulations, the basic acceleration a_b for the region of interest varies between 0.05 and 0.07g which are low compared to other areas of southern Spain. The spectral shapes come under the seismic code of applying a coefficient $K = 1.3$, typical of the presence of large magnitude earthquakes and large distances (NCSE02, 2002).

The characteristic soils that predominate in the Bay of Cadiz, mainly in the most densely populated of the six municipalities, consist of conglomerates and sandstones rich in oysters, popularly known as “piedra ostionera”. They are hard to touch but fragile to the stress. There are also sand and shells. A special case is white marls located on the hill of *Cerro de los Mártires* in San Fernando. There is silt and clay in the center of Chiclana. In some cases there are outcrops of white marl and limestone at the center of that town.

8.9 Theoretical framework and methodology

To determine the site effects in the area under study, essentially two empirical and one numerical technique were applied.

The first one is the empirical spectral ratio H/V obtained from measurements of ambient vibration. The author of the methodology considered that this corresponded to the approximate transfer function of the soil (Nakamura, 1989). From this ratio, it was possible to determine the fundamental frequency of the soil deposit.

The second empirical technique used is known as arrays. Arrays or sensors placed in circular configurations allow the estimation of dispersion curves of phase velocity vs. the frequency for wavefronts contained in surface waves. This is possible because surface waves are predominant in ambient vibration. After obtaining these curves, they were inverted to obtain the thicknesses and shear wave velocities of each layer of the soil from the profile. Arrays method works if each stratum that form the soil profile is arranged horizontally (means one-dimensional) and the profile must be heterogeneous, consisting of layers of different material.

The dispersion curves were obtained with the application of methods FK (frequency-wavenumber) and SPAC (spatial autocorrelation). The inversions were made according to the method of “neighborhood algorithm”. Processing was done using Geopsy program (Geophysical database for noise array signal processing, www.geopsy.org).

Complementary information was found in NSPT tests.

The 1D numerical simulation method used (program Shake, ProShake, 2001), allows obtaining the response at the surface of a soil profile. Equivalent linear algorithm is used and through successive iterations the method approximates the solution minimizing the error and the convergence is achieved (minimizes the differences between deformations in the layers).

To perform the microzoning, the Arias intensity (AI) is calculated for records in rock (input of numerical models) and for surface modeling accelerograms (output of numerical models). Through correlations between AI and macroseismic intensity, the increase of soil amplification with respect to the rock was obtained on a specific soil profile as a function of the increase of AI.

8.10 Results of application of the techniques H/V and array in the Bay of Cadiz

With the application of the technique H/V, several very flat spectral ratios were obtained, with a value close to unity (very little or no amplification). This made it difficult to read the fundamental frequency f_0 . When it was identified, high values of frequency were obtained. This is probably a consequence of the presence of rather hard soil, probably due to the widespread existence of the sandstone, also called “*piedra ostionera*”.

Five to six sites were selected to measure for each municipality. The results of the H/V technique can be summarized as follows for f_0 :

- Less than 1 Hz (where the highest amplification effects are expected): a few sites, such as the *recinto ferial* and an open space in front of the beach at Puerto Real.
- Between 1 and 10 Hz (site effects also potentially significant) as many of the sites.
- Greater than 12 Hz (stiffer soils, with lower expected site effects): various locations in El Puerto de Santa Maria, Rota and the center of Cádiz.

In applying the arrays technique, 11 sensors were placed in two concentric circles of 100 and 50 meters in diameter and one at the center. Because it is necessary to satisfy the hypothesis that strata must be horizontal, it was necessary to apply technique H/V again at the selected sites and estimated f_0 . It was found that for Cádiz, Chiclana and El Puerto de Santa Maria, the medium could be assumed to be one dimensional, but for the other three cases, especially for Rota this condition was not clearly satisfied.

After obtaining the dispersion or autocorrelation curves and inverting them, the model with the lowest error and the one whose frequency f_h analytically calculated from the Vs profile (obtained by the inversion) was close to f_0 obtained from H/V, was selected for each municipality. By comparing f_0 and f_h , acceptable comparative values were obtained to almost all sites, except Rota (naval base) and Puerto Real, where f_0 is significantly above or below the f_h , respectively. In cases of Cadiz and El Puerto de Santa Maria, there was limited space to place the sensors, so that information from deeper layers was limited by the aperture of the array.

With the SPAC method, the profiles were selected for Cadiz, Chiclana and El Puerto de Santa Maria. Best solutions for Puerto Real, Rota and San Fernando were obtained using FK method. It was not possible to apply the SPAC method for Puerto Real and San Fernando due to lack of clarity in the dispersion curve constructed from the autocorrelation curves.

In San Fernando and Rota (naval base) it is necessary to complement the results obtained in this study using other geophysical tests in the future.

In Rota and Puerto Real, the dispersion curves obtained are very horizontal. The dispersion phenomenon is not easily recognized and thus, it seems to indicate that the medium is very homogeneous. Furthermore, in those places H/V is very flat which reinforces the assumption of a homogeneous medium due to low impedance contrasts between strata.

The results obtained with the method of arrays were checked against available SPT tests. Using correlations, there were defined upper layers in the profiles of Cadiz, Puerto Real and San Fernando. This allowed to obtain nine final profiles. For each of them the V_{s30} was calculated, allowing evidence that under the application of these techniques, the predominant soils in the study area are type B or C, according to Eurocode 8.

8.11 Modeling the response surface and microzonation

The input accelerograms were selected for the implementation of one-dimensional numerical methods so that their spectral shapes resemble to those defined by current legislation in Spain (NCSE02).

Five records were selected, which also were standardized according to the basic seismic acceleration (a_b) defined for each municipality by that code.

Of all the accelerograms selected, only the Umbro aftershock shows a complete waveform, but the other four also meet the standard response spectrum necessary resembles that proposed by the existing legislation, what can be said to contain most of the energy of motion required.

By using the Shake program, accelerograms and the response spectra were obtained on the surface, the transfer functions (TF), and spectral ratios. The fundamental frequencies read from the TF were compared with those f_0 obtained from H/V, proving the cases of Chiclana and El Puerto de Santa Maria in which there is good similarity between the fundamental frequencies.

There was high amplification observed at some TF. This may be due to the low normalized accelerations from small input earthquakes. They cause low levels of associated deformations which produces low damping for each iteration of the numerical method. This results in that the TF are highly amplified but only at very specific frequencies (the fundamental and some harmonics), so that the modeled surface accelerograms were not affected by large amplifications in the whole range of frequencies, but only at specific values.

Comparing the average spectra obtained with those defined by existing codes (NCSE02 and EC-8), it is observed in many cases that spectral ordinates obtained with the models stand out significantly from the standards. This is the case in areas of the spectral *plateau* of which San Fernando Almirante site is the most critical. Probably this is related to the high amplifications to specific frequencies observed in the TF as described above. However, it is a good fit for the decay of the spectrum for soil type B earthquake type 1 according to EC-8 (earthquakes with M_s greater than 5.5).

Regarding the high spectral ordinates obtained in some cases, it must be taken into account that there are other publications which refer to the possibility that they may reach values of up to 400 gals in Cadiz (Benito et al., 2009).

Cases of Rota (naval base) and Puerto Real (*recinto ferial and Las Ceferinas*), agree quite well with the spectra defined by the codes NCSE02 and EC-8, the latter soil type B earthquakes 1.

The classification of soils from the surface geology (according to Fleta et al., 1998) describes the soils where the profiles were obtained and they seems softer compared with results from the parameter Vs30. This may be associated with the fact that the Vs30 takes into account the first 30 m of soil layers on a given profile, and as it has been observed in the study area, sediments are not very deep. High values of Vs30 could be related to that in its calculation are taken into account for more competent soil layers (with higher Vs) located a few meters from the surface. Parameter Vs10 were also calculated for the first 10 meters and got a classification more similar to that obtained in the surface geology.

Finally, the seismic micro-zoning of Bay of Cadiz were obtained from the calculation of the increase of the macroseismic intensity (ΔI) from soil to the rock.

In all cases, a ΔI which rounds to 1.0 were obtained, with the exception of Rota (Naval Base) Puerto Real (*recinto ferial*) and El Puerto de Santa Maria, which rounds to 0.5 (figure 7.46).

Analyzing the results for each municipality, the maximum spectral ordinate read from the average spectra correlate fairly well with the calculations of the increase in intensity ΔI and therefore, the site effects evidenced in the sense that for sites with higher spectral ordinates, ΔI have a value of 1.0 (greater effect site) and for sites with spectra whose maximum order is lower, the ΔI tends to be 0.5 (lower site effects), which is consistent.

In most cases there is a correlation between the increase ΔI and the surface geology according to Fleta et al. (1998) so that all C type soils are associated to $\Delta I = 1$, all soil B to $\Delta I = 0.5$ and all A soil type (rock) $\Delta I = 0$. The latter based on the results of H/V, being A, B and C the classes proposed by Fleta et al. (1998).

8.12 Perspective of future work

For obtaining ground motion predictive equations for Central America, it is expected to develop the following research lines:

- Continue developing attenuation equations for combined crustal and subduction earthquakes, according to the proposal made by Zhao et al. (2006a) for GM PSA and different frequencies. Due to the absence of accelerograms recorded at rock sites, existing records will be complemented by others from Mexico obtained in that site condition in a wider range of magnitudes M_w , especially between 4 and 6. Also the Mexican database will be reviewed and records generated by crustal with reverse mechanism earthquakes and shallow subduction earthquakes will be selected, to complete the current database because it has few records for those two source types.

- Characterize the sites where the accelerographic stations are currently located in Central America applying geophysical methods such as arrays and SASW, to achieve a more precise characterization of registration sites. It is expected to begin with studies in Costa Rica and then extend to Central America.
- Select new location of rock sites in Central America, allowing the installation of accelerometers in that site condition in the short and medium term, because there are few records obtained in that site condition in the region at present.

Regarding the micro-zoning of the Bay of Cadiz, the following is suggested:

- Carry out geophysical tests mainly in the towns of Rota, San Fernando and Puerto Real where it was difficult to obtain conclusive results using arrays method, because of the difficulty in applying the method SPAC or it was not clearly observed a horizontal arrangement of heterogeneous strata, which is a prerequisite for the application of surface wave methods used. It is important to better define some shear wave velocities and thicknesses of the layers near the surface.
- Develop accurate geotechnical studies to get a better understanding of the dynamic behavior of soil called “piedra ostionera” (conglomerates and sandstones rich in oysters), which predominates in the study area and appears to have an unstable behavior (hard to touch but very fragile to the stress), so the surface wave propagation in this unstable media may be affected, depending on the condition of the material. Therefore, it would be interesting to know its behavior under different conditions: dry, saturated, confined, in free surface condition, among others.
- Continue developing studies to estimate the seismic vulnerability of the Bay of Cadiz, from the results obtained in this thesis as the map of macroseismic intensity increases, supplemented with the study of different typologies of buildings prevalent in the Bay, which will give a better understanding about the possible effects that earthquakes can cause in the future.

Capítulo 9. Bibliografía

- Aki, K. (1957). Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors. *Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo*, **35**, 415-457.
- Ambraseys, N., Smith, P., Bernardi, R., Rinaldis, D., Cotton, F. & Berge-Thierry, C. (2000). European Strong-motion Database, CD-ROM collection. European Council, Environmental and Climate Research Programme.
- Arias, A. (1970). A measure of earthquake intensity.- R.J. Hansen, ed. *Seismic Design for Nuclear Power Plants*, MIT Press. Cambridge, Massachusetts: 438-483.
- Atakan, K., Bard, P.-Y., Kind, F., Moreno, B., Roquette, P., Tiento, A. & The Sesame Team (2004). A standardized software solution for the H/V spectral ratio technique. 13th World Conf. on Earth. Eng. Paper No. 2270. Vancouver, Canadá.
- Atkinson, A & Boore, D (2003). Empirical ground-motion relations for subduction-zone earthquakes and their applications to Cascadia and other regions. *BSSA Vol 93*, No. 4, pp 1703-1729. August.
- Bard, P., Czitrom, G., Durville, J., Godefory, P, Meneorud, J., Mouroux, P. & Pecker, A. (1995). AFPS 1995. Guidelines for seismic microzonation studies. French Assoc. for Earth. Eng. 45.
- Bard, P. Y. (coord.) (2004). Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibration measurements, processing and interpretation. Sesame European research project (WP12- Deliverable D23.12).
- Benito, B., Navarro, M., Gaspar-Escribano, J.M., Vidal, F., Martínez-Solares, J.M., Góngora, A., & García Rodríguez, M. J. (2009). A new estimation of seismic hazard in Andalusia region including soil conditions. *Memorias del 8th International workshop on seismic microzoning and risk reduction. 15-18 March*, Almería, España
- Benjumea, B., Figueras, S. & Macau, A. (2008). Test de l'array sísmic de l'Institut Geològic de Catalunya: obtenció del perfil de Vs al Prat de Llobregat. Informe núm.:GA-002/2008. Institut Geològic de Catalunya, Barcelona. 44.
- Bettig, B., Bard, P.Y., Scherbaum, F., Riepl, J., Cotton, F., Cornou, C. & Hatzfeld, D. (2001). Analysis of dense array noise measurements using the modified spatial auto-correlation method (SPAC): application to the Grenoble area. *BOLLETTINO DI GEOFISICA TEORICA ED APPLICATA VOL. 42*, N. 3-4, PP. 281-304; SEP.-DEC
- Beyer, K. & Bommer, J. (2006). Relationships between median values and between aleatory variabilities for different definitions of the horizontal component of motion. *BSSA, Vol 96 No. 4*, pp 1512-1522.
- Bolt, B & Abrahamson, N.A. (2003). Estimate of strong seismic ground motions. In: *Int. handbook of Earthquake and Engineering Seismology. IASPEI, Part B*. Academic Press, London.

Boore, D. & Joyner, W. (1982). The empirical prediction of ground motion. Bull. Seism. Soc. Am. Vol 72, no.6, pp s43-s60.

BSSC, Building Seismic Society Council (2003). The 2003 NEHRP Recommended Provisions for New Buildings and Other Structures, Part 1 (Provisions) and Part II (Commentary), FEMA 368/369. 2003 Edition. Washington D. C.

Bufo, E., Udías, A. & Colombás, M.A. (1988). Seismicity, source mechanisms and seismotectonics of the Azores-Gibraltar plate boundary. Tectonophysics 152, 89-118.

Bufo, E. & Udías, A. (2003). Mecanismos focales de terremotos en España. En Física de la Tierra: Sismicidad de la Península Ibérica. Vol. 15. Servicio de Publicaciones, Universidad Complutense de Madrid.

Bufo, E., Bezzeghoud, M., Udías, A. & Pro, C. (2004). Seismic sources on the Iberia-African plate boundary and their tectonic implications. Pure and Applied Geophysics 161 s00024-003-2466-1, Basel.

Bundschuh, J & G. Alvarado (editors) (2007). Central America: Geology, Resources and Hazards. Taylor & Francis. The Netherlands. (Cap. 37: strong-motion monitoring).

Cabañas, L., Benito, B. & Herriaz, M. (1997). An Approach to the measurement of the potential structural damage of earthquake ground motions. Earthquake Engineering and Structural Dynamics. Vol.26, 79-92.

Cadet, H., Bard, P-Y., Gueguen, P & Cornou, C. (2006). Rapid screening of site effects through microtremor surveys in view on microzonation studies. First European Conference on Earthquake Engineering and Seismology. Geneva, Switzerland, 3-8 September.

Campbell, K. (2003). A contemporary guide to strong-motion attenuation relations. In: Int. handbook of Earthquake and Engineering Seismology. Supplement to chapter 60, vol 2, Part B, Handbook CD, Academic Press, London.

Capon, J. (1969). High-resolution frequency-wavenumber spectrum analysis, Proceedings of the IEEE, 57(8), 1408-1418.

Cardona A, O. D. (2007). Gestión integral de riesgos y desastres. Notas de clase, curso 38030, Barcelona, junio del 2007.

Centro Nacional de Registros, Instituto Geográfico Nacional, Ministerio de Economía de El Salvador (2000). Atlas de El Salvador. Cuarta edición. Imprenta Scanner color SA de CV, El Salvador.

Cepeda, J. M, Benito, M. B. & Burgos, E.A (2004). Strong-motion characteristics of January and February 2001 earthquakes in El Salvador. Geological Society of America. Special paper 375.

Climent, A., Taylor, W., Ciudad Real M., Strauch, W., Santana, G., Villagrán, M., Dahle, A. & Bungum, H. (1994). Spectral strong motion attenuation in Central

- America. Technical report No. 2-17. NORSAR (The Research council of Norway). Norway.
- CFIA, Colegio Federado de Ingenieros y de Arquitectos de Costa Rica (2002). Código Sísmico de Costa Rica 2002. Editorial Tecnológica de Costa Rica. Tercera edición.
- Coral, H. (2002). Utilización de métodos experimentales y de simulación numérica para la microzonificación sísmica de áreas urbanizadas en Andorra. Tesis doctoral. Universidad Politécnica de Cataluña, Barcelona. 207 pp.
- Dahle, A., Climet, A., Taylor, W. & Bungum, H. (1995). New spectral strong motion attenuation models for Central America. Proceedings of the 5th International Conferene on Seismic Zonation, Vol II, 1995,1005-1012.
- Denyer, P. & Alvarado, G. (2007). Mapa Geológico de Costa Rica escala 1:400 000. Editorial Librería Francesa, San José.
- DeShon, H., Schwartz, S., Bilek, S., Dorman, L., Gonzalez, V., Protti, J., Flueh, E. & Dixon, T. (2003). Seismogenic zone structure of the southern Middle America Trench, Costa Rica. JGR, Vol. 108, No. B10, 2491.doi:10.1029/2002JB002294, 2003.
- Douglas, J. (2004). Ground motion estimation equations 1964-2003 (reissue of Report N0. 01-1). Research report No. 04-001-SM. Imperial College of London.
- Eurocode 8 (2001). (EC-8) Design of structures for earthquake resistance. Part 1: General rules, seismic actions and rules for buildings. DRAFT No 4. Final Project Team Draft (Stage 34), December.
- Figueras, S. (1994). Simulació numèrica del moviment del sòl produït per terratremols. Aplicació a moviments febles i foros. Tesis doctoral. Universitat Politècnica de Catalunya. Barcelona. 279.
- Fleta, J., Estruch, I. & Goula, X. (1998). Geotechnical characterization for the regional assessment of risk in Catalonia. Proc. 4th Meeting of the Environmental amd Engineering Geophysical Soc. Barcelona, 699-702.
- García, D., Singh, S. Herráiz, M., Ordaz, M., & Pacheco, J. (2005). Inslab earthquakes of Central México: peak ground-motion parameters and response spectra. BSSA, Vol. 95, No. 6. Pp: 2272-2282. December.
- Guendel, F. & M. Potti (1998). Sismicidad y sismotectónica de América Central. Física de la Tierra. No. 10: 19-51.
- Hermann, R. & Kijko, A. (1983). Short-period Lg magnitudes: instrument, attenuation and source effects. BSSA, December; Vol. 73, No. 64, p: 1835-1850.
- INE (2006). Instituto Nacional de Estadística.
- INETER & BRG (2004). Mapa geológico minero de la República de Nicaragua. Fuente de datos 1995, Managua.

IGME, Instituto Tecnológico Geo Minero de España (1990). Mapa Geológico de España, Escala 1:50 000. (Hojas: Cádiz, San Fernando y Chiclana de la Frontera). 2º serie, 1º edición. Madrid.

Irizarry, J., Murphy, P., Goded, T., & Pazos A. (2008). Preliminary vulnerability assessment for seismic and tsunami damage scenarios in the Bay of Cadiz, Spain. Proceedings of the International Seminar on Seismic Risk and Rehabilitation of Stone masonry housing, Azores, Portugal.

Joyner, W. B. & Boore, D. M. (1981). Peak horizontal acceleration and velocity from strong-motion records including records from the 1979 Imperial Valley, California earthquake. Bull. Seism. Soc. Am. 71, p. 2011-2038.

Joyner, W. B. & Boore, D. M. (1993). Methods for regression analysis of strong-motion data. Bull. Seism. Soc. Am. 83(2), p. 469-487.

Kramer, S. L. (1996). Geotechnical earthquake engineering. Prentice-Hall. New Jersey.

Konno, K. & Ohmachi, T. (1993). Ground motion characteristics estimated from H/V microtremor. BSSA; Vol. 88, No.1, p.228-241. February.

Kudo, K. (1995). Practical estimates of site response. State-of-art report. Proc. 5th Int. Conf. on Seism. Zon., Nice, France. 1878-1907.

Laporte, M. (2006). Correlación entre la aceleración pico y la aceleración pico efectiva y valores de PGV/PGA y $PGA*PGD/PGV^2$ del banco de datos de movimientos fuertes de América Central. Memorias del IX Seminario Nacional de Geotécnica. San José, Costa Rica, noviembre de 2006.

Macau, A., Figueras, S., Susagna, T., Colas, B., Le Cron, B., Bitri, A., Cirés, J., González, M. & Roullé, A. (2007). Microzonación sísmica en el Pirineo Oriental en términos de aceleración e intensidad macrosísmica. 3º Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica. Girona, mayo 2007.

Martínez-Solares, J. M. (2001). Los efectos en España del terremoto de Lisboa. Monografía No. 19. Instituto Geográfico Nacional, Madrid.

Martínez-Solares, J. M. & Mezcuca, J. (2002). Catálogo sísmico de la Península Ibérica (880 AC – 1900). Monografía No. 18. Instituto Geográfico Nacional, Madrid.

Molina, E., Marroquín, G., Escobar, J. J., Talavera, E., Rojas, W., Climent, A., Camacho, E., Benito, B. & Lindholm, C. (2008). Proyecto RESIS II: Evaluación de la amenaza sísmica en Centroamérica. Informe.

Montero, W., Peraldo, G. & Rojas, W. (1997). Proyecto: Amenaza Sísmica de América Central. Informe final. Escuela Centroamericana de Geología.

Murphy, P., Irizarry, J., & Goula, X., (2009). Earthquake vulnerability assessment procedures for a large sized town; a case study of Cadiz city. Proceedings of the 8th International Workshop on Seismic Microzoning Risk Reduction, Almería, Spain.

Nakamura, Y. (1989). A method of dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. Quart. Rep. Railways Tech. Res. Inst. 30, 25-33.

NCSE02 (2002). Norma de Construcción Sismorresistente. BOE No. 244. Viernes 11 de octubre 2002, España.

Nava, A. (2002). Terremotos. Ed: Fondo de Cultura Económica (FCE). México.

Norabuena, E., Dixon, T., Schwartz, S., DeShon, H., Newman, A., Protti, M., Gonzalez, V., Dorman, L., Flueh, E., Lundgren, P., Pollitz, F. & Sampson D. (2004). Geodetic and seismic constrain on some seismogenic zone processes in Costa Rica. J.G.R. Vol. 109, B11403, doi:10.1029/2003JB002931.

Okel, E.A. & Romanowicz, B.A. (1994). On the variation of b-values with earthquake size. Phys. Eath Planet. Inter., 87, pp 55-76.

Ohrnberger, M. (2006) Lecture: BASIC ARRAY PROCESSING CONCEPTS. Curse: Using Ambient Vibration Array Techniques for Site Characterization. 03-07 April. Potsdam, Germany.

ProShake (2001). User's Manual versión 1.1. EduPro Civil Systems, Inc. Redmond, Washington.

Quintero, R. & Guendell, F. (2000). Stress Field in Costa Rica, Central America. Journal of Seismology 4: 297-319.

Risk-UE (2003), An advanced approach to earthquake RISK scenarios with applications to different European towns. European Commission 5FP - City of Tomorrow and Cultural Heritage. CEC Contract Number: EVK4-CT-2000-00014. Duration: 44 Months (15/01/2001-30/09/2004), <http://www.risk-ue.net/>

Roca, A., Oliveira, C., Ansal, A. & Figueras, S. (2006). Local site effects and microzonation, in: Assessing and managing earthquake risk. C.S Oliveira, A. Roca & X Goula (Editors). Springer, Chapter 4, 67-89.

Rojas, W., Bungum, H. & Lindholm, C (1993). A catalog of historical and recent earthquakes in Central America. Technical Report No. 2-7, Under the Project Reduction of Natural Disasters in Central America, NORSAR, Norway, 77 pp.

Rojas, W., Lindholm, C., Bungum, H., Boschini, I., Climent, A., Barquero, R., Alvarado, G., Soto, G., Montero, W., Fernández, M., Protti, M., Moya, A., Esquivel, L. & Schmidt, V. (1998). Seismic hazard analysis for the metropolitan area of the Central Valley, Costa Rica. Technical Report. NORSAR, Norway, pp 45.

- Sallares, V., Dañobeitia, J. J. & Flueh, E. R. (2000). Seismic Tomography with local earthquakes in Costa Rica. *Tectonophysics* 329:61-78.
- Sauter, F. (1989). Introducción a la Sismología. Ed. Tecnológica de Costa Rica, Cartago.
- Schmidt, V., Dahle, A. & Bungum, H. (1997). Costa Rican spectral strong motion attenuation. Technical report. NORSAR, Norway.
- Schmidt, V., Moya, A., Climent, A., Rojas, W. & Boschini, I. (2005). Microzonificación sísmica de San José, Costa Rica. Editorial Universidad de Costa Rica.
- Spudich, P., Joyner, W.B., Lidnh, A.G., boore, B., Margaris, M. & Fletcher, J. B. (1999). SEA99: A revised ground motion prediction relations for use in extensional tectonic regimens . *BSSA* 89, 5, pp 1156-1170. October.
- Tapia, M. (2006). Desarrollo y aplicación de métodos avanzados para la caracterización de la respuesta sísmica del suelo a escala regional y local. Tesis Doctoral. Universidad Politécnica de Cataluña. pp 356.
- Udías, A & Mézcua, J. (1986). Fundamentos de Geofísica. Editorial Alhambra Universidad, Madrid.
- Vargas, W. (1999) Notas de clase del curso: Dinámica de Suelos. Escuela de Ingeniería Civil. Universidad de Costa Rica.
- Warren, L. M., Langstaff, M.A. & Silver, P.G. (2008). Fault plane orientation of intermediate-depth earthquakes in the Middle America Trench. *J. Geophys. Res.*, 113, B01304, doi:10.1029/2007JB0050028.
- Wathelet, M. (2007). Array recordings of ambient vibrations: surface-wave inversions. A thesis submitted for the degree of Doctor of Applied Sciences. Université de Liège, Belgium.
- Wathelet, M., Jongmans, D., Ohrnberger, M. & Bonnefoy-Claudet, S. (2007). Array performances for ambient vibrations on a shallow structure and consequences over Vs inversion. Article accepted for publication in *Journal of Seismology*. August 14, 2007.
- Zhao, J., Zhang, J., Asano, A., Ohno, Y., Oochi, T., Takahashi, T., Ogawa, H., Irikura, K., Thio, H.K., Somerville, P., Fukushima, Ya & Fukushima, Yo. (2006a). Attenuation relations of strong ground motion in Japan using site classification based on predominant period. *BSSA*. Vol. 96, No.3, pp 898-913. June.
- Zhao, John X., Irikura, K., Zhang, J., Fukoshima, Y., Somerville, P.G., Asano, A., Ohno, Y., Oouchi, T., Takahashi, T. & H. Ogawa (2006b). An empirical site-classification method for strong-motion in Japan using H/V response spectral ratio. *Bull. Sesism. Soc. Am.* Vol.96, No. 3, pp. 914-925. June.

Apéndice 1. Tabla base para realizar las inversiones (magnitudes Mw superiores a 6 y ordenadas para GM PGA y GMP SA para 0.25, 0.5 y 1 Hz)

(Appendix 1. Initial table for the inversions (Magnitudes greater than 6 Mw and ordinates for GM PGA and GM PSA for 0.25, 0.5 y 1 Hz))

Quake name ¹	Stn ²	Mag ³	Hypoc ⁴	Depth ⁵	FM ⁶	Soil ⁷	Soce ⁸	PGAGM ⁹	PSA0.25 ¹⁰	PSA0.50	PSA1.00
197212230629	NREF	7	7.4688	5	X	S2	L	345.3008	24.8921	151.2281	305.5917
197805310107	NCHB	6.5	52.5916	49	O	S3	S	74.5571	1.7967	6.1729	34.8614
197805310107	NCHI	6.5	53.927	49	O	S3	S	137.0544	3.1842	7.6758	45.2821
197805310107	NLEO	6.5	75.6778	49	O	S3	S	58.7892	3.1246	11.7668	23.689
197805310107	NMAG	6.5	137.3459	49	O	S2	S	60.4671	1.5823	7.6624	25.8815
197805310107	NMBP	6.5	139.9107	49	O	S3	S	64.9823	4.4484	39.5153	30.3953
198509191317	ATYC	8	283.5115	15	R	S1	S	55.8897	9.4744	27.3632	60.5404
198509191317	AZIH	8	166.8028	15	R	S1	S	99.5254	20.4109	106.5673	135.88
198509191317	CALE	8	24.8304	15	R	S1	S	140.2042	24.1507	150.2111	164.2402
198509191317	CAYA	8	306.5527	15	R	S1	S	45.2552	8.8452	21.2986	65.9696
198509191317	COYC	8	327.687	15	R	S1	S	27.034	9.1643	31.8783	56.3919
198509191317	CPDR	8	380.4617	15	R	S1	S	18.259	7.6921	14.3106	43.3097
198509191317	OCTT	8	375.3802	15	R	S1	S	31.0127	6.6518	34.2551	42.6482
198509191317	PAPN	8	218.6972	15	R	S1	S	112.9141	10.1173	44.7534	80.4488
198509191317	PARS	8	300.7315	15	R	S1	S	103.1846	21.0439	25.7149	53.7308
198509191317	SUCH	8	262.0229	15	R	S1	S	69.0278	14.1569	45.3602	76.4516
198509191317	UNIO	8	121.6509	15	R	S1	S	156.7184	24.724	80.385	195.6534
198509191317	VILE	8	79.6775	15	R	S1	S	123.4401	32.1932	61.887	130.343
198509191317	VNTA	8	355.95	15	R	S1	S	20.5249	8.6047	29.8168	39.2918
198509210137	ATYC	7.5	143.7819	15	R	S1	S	77.0029	6.1851	12.74	69.9751
198509210137	AZIH	7.5	48.906	15	R	S1	S	120.4536	21.6614	64.4587	157.2465
198509210137	CAYA	7.5	168.9509	15	R	S1	S	51.1092	6.4192	10.3948	38.0446
198509210137	COYC	7.5	189.2659	15	R	S1	S	32.3681	6.5413	13.2164	37.6826
198509210137	CPDR	7.5	240.7787	15	R	S1	S	10.911	5.0997	6.1168	13.8603
198509210137	PAPN	7.5	91.2478	15	R	S1	S	204.639	15.9327	22.6351	68.8048
198509210137	PARS	7.5	154.4418	15	R	S1	S	544.5251	4.9012	14.3802	49.012
198509210137	UNIO	7.5	37.8467	15	R	S1	S	61.1301	10.6524	14.8304	49.3847
198509210137	VILE	7.5	78.2228	15	R	S1	S	36.6974	6.6626	37.5842	45.3765
198509210137	VNTA	7.5	215.0428	15	R	S1	S	16.0149	2.678	6.3764	15.467
199003251323	AALJ	7.3	91.2141	17	R	S3	L	149.3586	6.7849	39.5345	144.5424

199003251323	ASRM	7.3	72.8481	17	R	S3	L	95.2591	4.7015	29.9848	237.0134
199003251323	CCTG	7.3	118.1156	17	R	S3	L	76.5186	4.2576	34.1122	148.1928
199003251323	SHTO	7.3	98.1146	17	R	S3	L	84.8422	2.1813	17.1224	74.0072
199012221727	AALJ	6	24.884	15	X	S3	L	329.7423	11.7505	95.4393	230.7442
199012221727	ASRM	6	31.753	15	X	S3	L	170.8947	5.5359	39.2649	308.3508
199012221727	CCCH	6	59.9882	15	X	S1	L	34.9256	1.6561	8.3911	18.1426
199012221727	CCTG	6	50.7777	15	X	S3	L	261.3962	2.3963	18.8372	50.1794
199012221727	SGTS	6	35.7876	15	X	S3	L	110.2747	2.1477	13.0828	61.7243
199012221727	SHTO	6	30.0431	15	X	S3	L	195.6528	2.4009	22.118	57.1377
199104222157	AALJ	7.6	131.2222	10	R	S3	L	106.9953	3.4926	26.5473	126.1813
199104222157	ASRM	7.6	161.4316	10	R	S3	L	91.7489	3.9058	26.7345	227.6978
199104222157	CCCH	7.6	82.9055	10	R	S1	L	101.0544	5.2365	51.8416	152.3592
199104222157	CCTG	7.6	92.6244	10	R	S3	L	231.3093	9.0996	114.9097	252.442
199104222157	SGTS	7.6	108.3166	10	R	S3	L	81.3622	2.9015	20.7035	94.5385
199104222157	SHTO	7.6	115.8542	10	R	S3	L	95.7528	2.7907	26.931	97.7367
199104222157	SISD	7.6	78.1399	10	R	S2	L	163.0951	3.7073	32.2597	122.8338
199104222206	CCTG	6.1	26.8195	10	X	S3	L	72.2581	1.6303	13.611	55.8478
199104241913	SISD	6.1	25.5162	12.79	S	S2	L	117.7795	3.2234	38.122	120.3652
199310240752	ACAN	6.6	103.6123	22.5	R	S1	S	24.1957	1.9626	5.2898	12.8925
199310240752	ATYC	6.6	171.4148	22.5	R	S1	S	7.6604	1.8455	3.4169	8.5934
199310240752	CAYA	6.6	149.2983	22.5	R	S1	S	17.3355	2.139	7.2597	14.2538
199310240752	COPL	6.6	24.5571	22.5	R	S1	S	158.9794	23.3832	73.5922	69.7846
199310240752	COYC	6.6	128.6718	22.5	R	S1	S	17.3861	1.9006	4.7111	13.476
199310240752	CPDR	6.6	78.6258	22.5	R	S1	S	48.6393	3.4097	15.537	33.3782
199310240752	ESTA	6.6	159.328	22.5	R	S1	S	9.0773	1.4512	4.0194	8.5196
199310240752	FICA	6.6	146.1046	22.5	R	S1	S	9.6002	1.3567	3.1184	11.8959
199310240752	OCLL	6.6	110.1739	22.5	R	S1	S	16.2417	1.6362	4.5902	11.4911
199310240752	OCTT	6.6	90.876	22.5	R	S1	S	52.9433	1.9021	4.4157	11.4465
199310240752	POZU	6.6	90.3705	22.5	R	S1	S	56.7377	1.852	6.6814	21.3792
199310240752	SMR2	6.6	56.4688	22.5	R	S1	S	61.2136	5.9472	22.0634	22.2923
199310240752	TEAC	6.6	222.6523	22.5	R	S1	S	6.8364	1.1565	3.0162	16.914
199310240752	TNLP	6.6	171.7374	22.5	R	S1	S	7.2376	0.9415	2.854	7.3088
199310240752	VNTA	6.6	100.406	22.5	R	S1	S	16.1632	2.6624	5.0833	11.7104

199509141404	ACAN	7.3	123.6127	22	R	S1	S	12.1404	2.6603	6.8166	20.3199
199509141404	ATYC	7.3	194.4012	22	R	S1	S	7.7136	2.1611	5.7579	12.2952
199509141404	COPL	7.3	40.7492	22	R	S1	S	59.8013	13.5427	52.4731	94.775
199509141404	COYC	7.3	149.3031	22	R	S1	S	9.942	2.157	6.3126	14.0648
199509141404	OCLL	7.3	135.1675	22	R	S1	S	11.9265	2.7486	6.8904	15.7464
199509141404	OCTT	7.3	126.1821	22	R	S1	S	43.2892	2.2931	5.7614	15.605
199509141404	POZU	7.3	120.7515	22	R	S1	S	28.3385	1.8457	3.5762	13.5713
199509141404	TEAC	7.3	264.6533	22	R	S1	S	9.4814	2.0058	8.5402	18.0078
199509141404	TNLP	7.3	212.6358	22	R	S1	S	11.0794	1.9307	8.4122	26.3656
199509141404	VIGA	7.3	66.2922	22	R	S1	S	89.2737	5.7599	15.6184	26.099
199701112028	ATYC	7.1	275.8364	17	R	S1	S	10.1587	0.8192	2.5228	5.5021
199701112028	CALE	7.1	20.3904	17	R	S1	S	372.5325	18.1053	65.3586	192.7142
199701112028	COYC	7.1	320.1451	17	R	S1	S	6.9365	0.6229	1.791	2.9476
199701112028	CPDR	7.1	372.9207	17	R	S1	S	4.1165	0.5099	1.0079	2.2373
199701112028	NUXC	7.1	244.0052	17	R	S1	S	13.3542	0.7457	2.3933	3.966
199701112028	OCLL	7.1	337.8008	17	R	S1	S	4.5676	0.7855	1.9	2.423
199701112028	PAPN	7.1	211.2688	17	R	S1	S	44.2047	1.1496	1.6288	3.9968
199701112028	PETA	7.1	179.7179	17	R	S1	S	54.9447	1.3448	3.2787	9.2759
199701112028	POZU	7.1	360.0228	17	R	S1	S	3.6067	0.878	1.0163	2.4481
199701112028	SLUI	7.1	228.2033	17	R	S1	S	11.476	0.8534	2.0264	3.7335
199701112028	SUCH	7.1	254.4584	17	R	S1	S	6.2951	0.8589	2.5451	5.449
199701112028	UNIO	7.1	113.4718	17	R	S1	S	77.1573	9.6313	32.922	72.6237
199701112028	VILE	7.1	71.7766	17	R	S1	S	101.4116	15.7118	22.143	74.4435
199701112028	VNTA	7.1	348.3219	17	R	S1	S	2.3268	0.6174	1.2133	2.0616
199712221003	ESAR	6	106.0635	59	R	S2	S	60.5665	0.8577	3.8274	15.1353
199808231357	SCAR	6.7	549.3276	33	X	S3	S	6.6508	0.4668	1.8885	3.3312
199808231357	SDES	6.7	551.6724	33	X	S2	S	5.2131	0.2739	2.1887	4.4878
199808231357	SHAT	6.7	546.4399	33	X	S3	S	8.3316	0.3145	1.6772	4.2649
199808231357	SLPF	6.7	550.8717	33	X	S3	S	5.3425	0.4998	2.0333	3.032
199808231357	SNFL	6.7	544.8246	33	X	S1	S	4.8293	0.2159	1.0865	1.816
199810091154	SNFL	6	496.4078	30	R	S1	S	1.0498	0.2119	0.3618	1.6444
199908201002	AALJ	6.9	117.0197	22	R	S3	S	49.7774	2.1952	16.628	112.7062
199908201002	CCDN	6.9	99.9633	22	R	S2	S	16.0922	1.6036	6.6593	16.6095

199908201002	CTBA	6.9	116.4474	22	R	S1	S	51.5267	1.5819	15.699	36.2253
199908201002	HMGL	6.9	113.6079	22	R	S3	S	46.6972	5.5902	20.2938	46.542
199908201002	HOVS	6.9	114.6845	22	R	S1	S	16.8953	1.8094	6.7128	22.768
199908201002	SECA	6.9	107.8349	22	R	S3	S	48.7472	3.0315	24.1211	65.1564
199908201002	SFRA	6.9	88.5395	22	R	S2	S	44.1531	2.0172	14.1176	38.3325
199908201002	SGUA	6.9	107.8944	22	R	S2	S	24.6731	0.9689	3.5126	14.167
199908201002	SISD	6.9	68.8226	22	R	S2	S	73.2762	8.3943	20.8523	101.7923
199908201002	SNFL	6.9	107.194	22	R	S1	S	44.8358	1.5897	7.2305	15.0457
200007210153	CSLG	6.2	187.615	25.6	N	S3	S	10.2802	0.5605	3.8123	8.4864
200007210153	HOVS	6.2	175.9047	25.6	N	S1	S	3.2539	0.3052	0.9344	2.7328
200007210153	PQSP	6.2	149.0426	25.6	N	S3	S	5.253	0.2588	0.8484	3.0953
200007210153	SECA	6.2	174.0523	25.6	N	S3	S	9.214	0.527	2.6488	7.7047
200101131733	NBOA	7.7	353.568	36.5	N	S2	S	3.431	0.5278	1.6843	4.1781
200101131733	NCHI	7.7	193.9393	36.5	N	S3	S	77.71	1.3915	5.3911	17.1
200101131733	NDEC	7.7	298.1863	36.5	N	S2	S	43.9143	1.6212	5.3384	12.9971
200101131733	NEST	7.7	274.8293	36.5	N	S3	S	12.0207	1.0987	4.2571	19.5051
200101131733	NJIN	7.7	314.4586	36.5	N	S1	S	5.7859	0.832	2.2059	7.3207
200101131733	NLEO	7.7	225.6061	36.5	N	S3	S	37.6926	1.4597	6.8217	17.501
200101131733	NMAT	7.7	321.5717	36.5	N	S1	S	2.6617	0.5994	2.2527	5.861
200101131733	NREF	7.7	292.3748	36.5	N	S2	S	49.7419	1.7996	6.2173	25.68
200101131735	ESAR	7.7	133.2659	60	N	S2	S	520.2475	34.376	173.4991	830.3544
200101131735	ESBA	7.7	105.3833	60	N	S3	S	174.3426	35.8684	125.1188	472.0747
200101131735	ESEX	7.7	110.6909	60	N	S3	S	285.3965	26.8976	94.8868	416.6368
200101131735	ESPA	7.7	102.6464	60	N	S2	S	164.6229	17.945	33.1622	138.7885
200101131735	ESTE	7.7	112.7974	60	N	S2	S	493.328	44.2979	200.6604	387.069
200101131735	ESTO	7.7	111.3401	60	N	S3	S	270.525	35.5299	90.7985	296.984
200102131422	ESAR	6.5	62.0065	10	S	S2	L	32.0891	5.1101	12.9791	27.0007
200102131422	ESBA	6.5	20.4134	10	S	S3	L	121.1664	57.8161	115.1912	272.344
200102131422	ESEX	6.5	30.1925	10	S	S3	L	109.007	13.1369	30.701	79.8947
200102131422	ESTE	6.5	37.2382	10	S	S2	L	43.1107	16.4698	33.833	45.8329
200102131422	NCHI	6.5	221.1174	1.8	S	S3	L	2.7511	0.4368	0.702	1.8509
200102281850	ESEX	6	96.7434	41.6	X	S3	S	41.6421	1.4504	4.2795	12.5437
200102281850	ESGR	6	97.7849	41.6	X	S2	S	27.0152	0.8673	4.7943	17.3572

200102281850	ESTE	6	94.7221	41.6	X	S2	S	62.1808	1.8762	8.3531	28.7187
200111090047	RMOI	6	100.5257	14.7	R	S3	L	35.2061	1.469	8.1614	38.2467
200111090047	SFRA	6	201.6697	14.7	R	S2	L	2.5888	0.0844	0.5685	1.9117
200207310017	AALJ	6.5	284.9885	20	S	S3	L	21.9982	1.5557	7.8981	30.3667
200207310017	CCDN	6.5	250.9795	20	S	S2	L	5.2378	0.4693	1.7514	4.6472
200207310017	CSLG	6.5	254.1661	20	S	S3	L	13.1864	1.3869	8.5111	24.5584
200207310017	PGLF	6.5	97.4055	20	S	S2	L	27.6785	3.4904	12.1082	28.7237
200207310017	PQSP	6.5	228.1365	20	S	S3	L	18	1.0363	2.6342	9.4193
200207310017	RMOI	6.5	241.1523	20	S	S3	L	13.294	4.3861	12.4976	19.9967
200207310017	SFRA	6.5	250.7939	20	S	S2	L	4.9464	0.3631	2.4202	5.9567
200207310017	SISD	6.5	195.2107	20	S	S2	L	11.1982	1.4142	9.4961	15.1338
200301210246	AEIS	6.4	221.3224	26.5	R	S4	S	10.8388	0.4975	1.3021	9.2429
200301210246	HERR	6.4	233.5192	26.5	R	S4	S	9.8313	0.5474	2.9611	13.2296
200301220206	AZIH	7.5	339.9051	10	R	S1	S	4.6174	2.6296	6.341	12.1099
200301220206	CALE	7.5	195.8909	10	R	S1	S	27.9419	7.1465	12.3898	25.0571
200301220206	COMD	7.5	432.6691	10	R	S1	S	4.919	2.5521	5.0685	8.4896
200301220206	COYQ	7.5	386.7913	10	R	S1	S	4.0679	1.6664	4.0229	8.2106
200301220206	TNLP	7.5	532.8841	10	R	S1	S	5.0093	3.8927	6.9028	12.501
200301220206	UNIO	7.5	296.761	10	R	S1	S	10.0179	3.7507	8.7967	16.7655
200301220206	VILE	7.5	254.3189	10	R	S1	S	10.7582	3.9176	12.0851	24.7242
200312250711	AALJ	6.5	249.7042	26	S	S3	S	35.6741	2.6715	11.6036	72.7066
200312250711	CCDN	6.5	213.6998	26	S	S2	S	10.6358	0.8954	2.5328	15.7373
200312250711	CSLG	6.5	216.7024	26	S	S3	S	32.6454	2.7135	10.3445	58.4314
200312250711	CTBA	6.5	205.9783	26	S	S1	S	23.555	3.2304	9.2275	29.739
200312250711	HOVS	6.5	241.0482	26	S	S1	S	6.0395	1.0814	4.0517	12.6715
200312250711	PGLF	6.5	62.9738	26	S	S2	S	109.4075	7.7782	32.1925	48.9784
200312250711	PQSP	6.5	198.7169	26	S	S3	S	33.8232	2.2627	7.9567	37.2416
200312250711	RGAR	6.5	253.9688	26	S	S2	S	10.8896	1.2779	3.5819	13.2146
200312250711	RMOI	6.5	194.5077	26	S	S3	S	12.7216	7.3911	13.7513	21.3953
200312250711	SFRA	6.5	216.0444	26	S	S2	S	8.5148	0.8423	3.1858	11.7018
200312250711	SLPF	6.5	231.6689	26	S	S3	S	29.0022	1.9577	10.656	23.1205
200402041159	AALJ	6.1	222.1073	14	S	S3	L	23.8244	1.1247	7.3743	31.8262
200402041159	CCDN	6.1	187.9645	14	S	S2	L	8.0975	0.4615	1.6701	6.2754

200402041159	CSLG	6.1	191.1575	14	S	S3	L	20.3204	1.3677	5.5619	21.2028
200402041159	CTBA	6.1	184.3554	14	S	S1	L	19.5745	1.4684	5.6145	26.2778
200402041159	HOVS	6.1	214.3539	14	S	S1	L	3.5801	0.5577	2.7826	8.6304
200402041159	PGLF	6.1	36.9285	14	S	S2	L	86.9446	3.9694	14.8775	35.7922
200402041159	PQSP	6.1	166.5458	14	S	S3	L	15.5306	0.9274	4.8567	20.3305
200402041159	RGAR	6.1	225.5333	14	S	S2	L	6.394	0.5623	2.8314	6.911
200402041159	RMOI	6.1	184.2991	14	S	S3	L	15.9295	2.741	11.7518	24.3601
200402041159	SECA	6.1	207.3246	14	S	S3	L	12.5419	0.9601	4.0953	19.2995
200402041159	SFRA	6.1	187.9138	14	S	S2	L	7.155	0.2898	1.6173	10.033
200402041159	SISD	6.1	132.1813	14	S	S2	L	14.7133	1.3567	5.4151	16.5085
200402041159	SLPF	6.1	205.1488	14	S	S3	L	38.3753	1.2169	4.5886	14.1304
200403020347	NCHI	6.2	113.2141	32.7	R	S3	S	7.7982	0.0767	0.3997	0.8931
200403020347	NEST	6.2	181.6601	32.7	R	S3	S	2.0022	0.0928	0.3077	1.0339
200403020347	NJUI	6.2	194.2326	32.7	R	S1	S	1.0727	0.0508	0.157	0.4604
200403020347	NLEO	6.2	95.0536	32.7	R	S3	S	7.1908	0.1393	0.6524	2.2196
200406290701	NCHI	6.3	216.2268	27.3	N	S3	S	5.1202	0.0634	0.1672	0.7334
200406290701	NLEO	6.3	197.4244	27.3	N	S3	S	6.9524	0.118	0.2607	1.531
200410092126	CHIN	6.9	304.0385	27.9	R	S2	L	5.4423	0.7298	2.1667	13.3688
200410092126	NBOA	6.9	177.4612	0.1	R	S2	L	3.214	0.3358	1.6037	3.5919
200410092126	NDEC	6.9	106.7852	0.1	R	S2	L	68.5099	1.7215	10.9216	19.9508
200410092126	NJIN	6.9	217.3086	0.1	R	S1	L	3.5646	0.5809	1.4827	3.7561
200410092126	NJUI	6.9	176.1337	0.1	R	S1	L	2.8842	0.4047	1.1265	3.2294
200410092126	NLEO	6.9	128.4457	0.1	R	S3	L	49.7996	2.0542	6.8679	17.8139
200410092126	NMAT	6.9	204.2158	0.1	R	S1	L	2.3193	0.4938	1.3314	4.1638
200410092126	NREF	6.9	106.2264	0.1	R	S2	L	39.6105	1.6375	11.0816	23.1125
200410092126	NRIV	6.9	90.9966	0.1	R	S3	L	23.7957	0.5177	2.0692	15.7134
200410092126	UESS	6.9	381.6472	27.9	R	S2	L	8.8693	1.0818	2.0922	10.488
200411200807	AALJ	6.4	60.6924	25	O	S3	S	109.1728	7.5599	16.6747	112.7507
200411200807	ASRM	6.4	73.5065	25	O	S3	S	111.9286	3.8767	11.4603	105.8728
200411200807	CCCH	6.4	62.9732	25	O	S1	S	32.3514	4.6925	8.4702	21.1829
200411200807	CCDN	6.4	54.1265	25	O	S2	S	58.2002	3.3306	5.6698	21.9844
200411200807	CPAR	6.4	57.2963	25	O	S3	S	120.1882	6.6236	16.5507	69.7152
200411200807	CSLG	6.4	55.9914	25	O	S3	S	81.6419	8.8361	26.9634	72.4484

200411200807	CTBA	6.4	77.5452	25	O	S1	S	55.1614	6.2579	10.807	36.1922
200411200807	HOVS	6.4	59.8242	25	O	S1	S	11.8415	4.3965	6.674	20.6031
200411200807	LLIM	6.4	139.9747	25	O	S2	S	24.5349	5.2166	6.9686	7.9964
200411200807	PQSP	6.4	27.7038	25	O	S3	S	228.4863	15.5062	74.0475	327.2301
200411200807	RGAR	6.4	59.8521	25	O	S2	S	101.4889	2.9402	7.0822	32.2109
200411200807	RMOI	6.4	136.207	25	O	S3	S	30.7353	4.1546	10.8919	18.15
200411200807	SECA	6.4	54.0767	25	O	S3	S	132.1855	7.1003	23.3376	71.6149
200411200807	SFRA	6.4	40.0665	25	O	S2	S	105.4704	3.583	8.0666	37.1812
200411200807	SGTS	6.4	50.3101	25	O	S3	S	84.9862	5.7587	12.2668	52.7248
200411200807	SHTO	6.4	52.1512	25	O	S3	S	144.4991	6.0608	18.8179	61.8439
200411200807	SISD	6.4	63.9381	25	O	S2	S	58.0978	2.2055	8.0956	23.3286
200411202201	AEIS	6.7	162.5114	22.4	X	S4	L	10.6785	0.7968	3.304	12.8088
200411202201	SNET	6.7	149.778	22.4	X	S2	L	13.665	0.8579	2.7181	8.2493
200411202201	SONS	6.7	105.6843	22.4	X	S2	L	23.5825	1.4645	1.6531	4.6971
200503101337	AEIS	6.3	90.8473	47.9	R	S4	S	51.541	0.6021	3.0211	12.097
200503101337	CHIN	6.3	89.4746	47.9	R	S2	S	6.5339	0.1139	0.5278	3.8502
200503101337	ESZA	6.3	88.1707	47.9	R	S2	S	57.6613	0.5123	2.2632	12.2481
200503101337	HERR	6.3	78.2085	47.9	R	S4	S	17.2162	0.3187	1.5939	7.0284
200503101337	MAGT	6.3	123.8658	47.9	R	S2	S	8.0133	0.1026	0.8154	5.5924
200503101337	SMIG	6.3	92.2973	47.9	R	S1	S	10.6724	0.3881	2.959	13.2676
200503101337	SNET	6.3	120.1746	47.9	R	S2	S	14.7268	0.1337	0.6702	2.9346
200503101337	UESS	6.3	121.7643	47.9	R	S2	S	26.9987	0.2818	1.486	7.3887
200503101337	UNCO	6.3	164.2783	47.9	R	S2	S	5.325	0.0374	0.1881	0.679
200503171337	AEIS	6.2	334.652	99.1	R	S4	S	2.7186	0.1173	0.4691	1.1119
200507020216	NCHI	6.6	190.6301	3.5	R	S3	L	6.0553	0.2493	0.7795	1.4096
200507020216	NDEC	6.6	131.5005	3.5	R	S2	L	25.4152	0.7449	3.8592	8.6689
200507020216	NJUI	6.6	184.1521	3.5	R	S1	L	2.6838	0.1543	0.6113	4.1116
200507020216	NREF	6.6	132.2235	3.5	R	S2	L	17.8965	0.688	3.6886	11.1281
200601221610	EJUA	6.1	160.4008	50	X	S2	S	9.2579	0.1517	0.7214	6.6508
200601221610	MAGT	6.1	206.8718	50	X	S2	S	3.5816	0.0627	0.2477	2.1702
200601221610	SNET	6.1	213.1674	50	X	S2	S	6.1417	0.0492	0.187	1.3978
200601221610	SONS	6.1	163.2626	50	X	S2	S	13.3875	0.0584	0.2708	1.4565
200601221610	UESS	6.1	216.3324	50	X	S2	S	5.1266	0.0668	0.2941	1.3655

200601221610	UNCO	6.1	183.5863	50	X	S2	S	2.886	0.0575	0.2274	1.4026
200612032052	EJUA	6	192.496	15.1	R	S2	S	8.6894	0.3305	1.2253	9.2539
200612032052	SNET	6	250.1334	15.1	R	S2	S	6.6114	0.1884	0.932	3.5268
200612032052	SONS	6	198.2212	15.1	R	S2	S	14.2971	0.1747	0.5122	3.1945
200612032052	UESS	6	252.6288	15.1	R	S2	S	7.5685	0.3868	1.0511	5.321
200612032052	UNCO	6	213.4095	15.1	R	S2	S	4.5155	0.3112	1.132	4.895
200706131929	AEIS	6.7	171.7435	23	R	S4	L	9.7873	1.3015	2.8702	10.9081
200706131929	EJUA	6.7	102.4978	23	R	S2	L	20.7553	1.4719	4.4868	19.5685
200706131929	SNET	6.7	152.6545	23	R	S2	L	20.665	0.8399	4.6261	15.2058
200706131929	SONS	6.7	102.9525	23	R	S2	L	32.8106	0.9897	2.1916	6.496
200811190611	CCCH	6.1	202.1528	32	R	S1	S	7.6382	0.8193	8.2931	12.5978
200811190611	HCPD	6.1	229.2336	32	R	S3	S	18.388	1.563	8.0895	29.8212
200811190611	PCNY	6.1	54.2282	32	R	S3	S	169.1094	16.6634	107.8326	327.6206
200811190611	PGLF	6.1	58.5864	32	R	S2	S	56.5583	2.1785	8.6428	36.4962
200811190611	PQSP	6.1	189.9533	32	R	S3	S	23.0343	2.1986	11.0586	33.362
200811190611	RMOI	6.1	194.2463	32	R	S3	S	8.6141	4.0614	6.6537	13.1411
200811190611	SFRA	6.1	208.8736	32	R	S2	S	11.2472	0.8503	3.8358	18.8476
200811190648	PGLF	6.3	70.7277	19	X	S2	L	5.7612	0.0329	0.1147	0.606
200901081921	AALX	6.2	23.55	6	S	S3	L	183.3876	15.0626	49.7708	140.8441
200901081921	ASRM	6.2	37.9498	6	S	S3	L	56.8924	6.254	20.5575	76.6278
200901081921	CCCH	6.2	57.4012	6	S	S1	L	4.3233	4.7899	12.1139	7.8158
200901081921	CPAR	6.2	53.679	6	S	S3	L	19.0652	7.6441	11.9097	17.5776
200901081921	HCPD	6.2	28.8457	6	S	S3	L	81.0265	13.7261	33.1601	63.7194
200901081921	LGPL	6.2	41.9574	6	S	S3	L	23.5206	8.4887	23.266	27.3472
200901081921	PQSP	6.2	86.9276	6	S	S3	L	15.715	1.4991	3.1086	10.2553
200901081921	RMOI	6.2	120.3604	6	S	S3	L	4.6	2.2125	3.575	7.2887
200901081921	SFRA	6.2	52.7397	6	S	S2	L	20.0362	2.3332	5.4334	14.2978
200901081921	SGTS	6.2	40.9687	6	S	S3	L	27.2367	3.0739	16.4855	31.2825

Notes:

¹ Earthquake name: YYYY: year, MM: month, DD: day, HH: hour, II: min, total: 12 characters.

² Station name: 4 characters.

³ Moment magnitude (Mw).

⁴ Hypocentral distance (km).

⁵ Depth (km)

⁶ Focal mechanism (X: unknown, R: reverse, S: strike-slip, N: normal, O: oblique)

⁷ Soil type (S1: rock, S2: hard or staff, S3: soft, S4: very soft)

⁸ Source (L: local or corticales, S: subduction)

⁹ Geometrical mean of PGA (GM PGA)

¹⁰ Geometrical mean of PSA (GM PSA) for 0.25, 0.5 and 1 Hz

Apéndice 2. Conceptos sobre dinámica de suelos y ondas superficiales
(*Appendix 2. Concepts of soil dynamics and surface waves*)

A2.1 Frecuencia fundamental y otros modos de vibración de un depósito de suelos en modelos unidimensionales. (adaptado de Kramer, 1996).

La **onda elástica** se define como una perturbación que viaja a través de un medio elástico y cuando es en la tierra, se le denomina **onda sísmica**.

Un **frente de onda** está definido por el conjunto de todos los puntos en el espacio que son alcanzados simultáneamente por una onda. Si se trazan líneas imaginarias perpendiculares a los frentes de onda, se verá la dirección en que viajan. Estas líneas son llamadas **rayos**.

En la figura A2.1 se muestra la trayectoria que sufre un rayo generado en la fuente cuando se produce un sismo. Los procesos de refracción en las distintas capas del suelo provocan que el rayo se vuelva casi vertical hasta llegar a la superficie.

El análisis unidimensional asume que todos los límites de las capas son horizontales y que la respuesta del suelo es causada primordialmente por ondas SH, que corresponde a la componente en el plano horizontal de las ondas de cizalla (las partículas se mueven en el plano horizontal y perpendicular a la dirección de propagación). Por lo tanto, cerca de la superficie SH se propaga verticalmente.

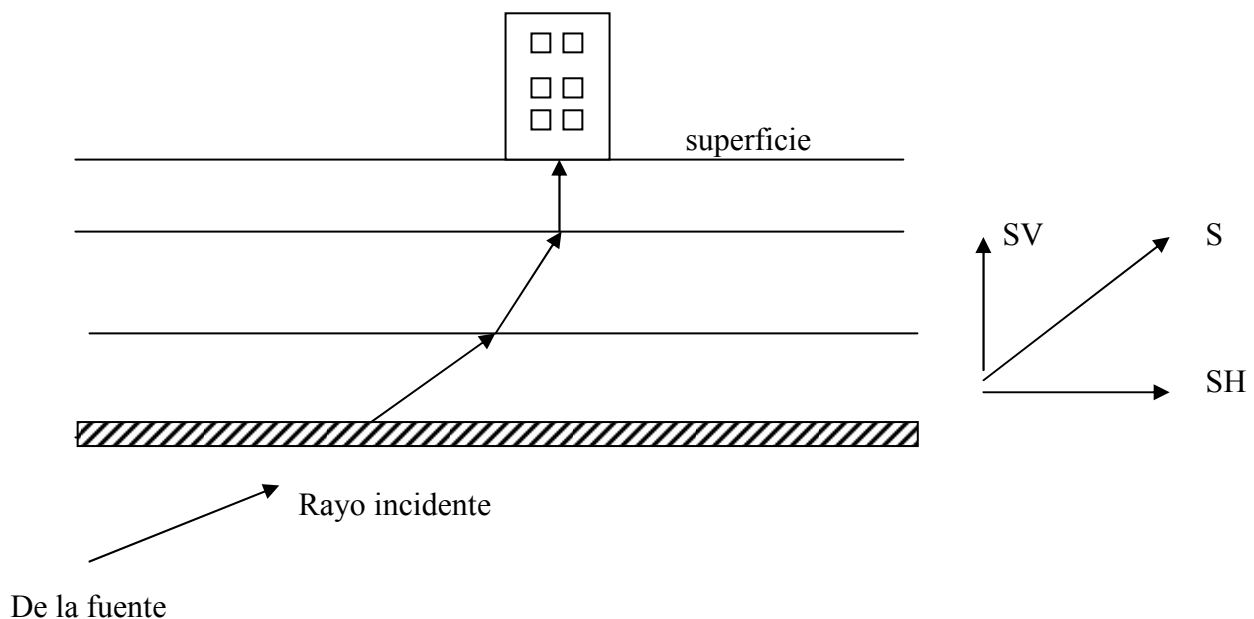


Figura A2.1. Esquema de propagación de un rayo de ondas S hasta llegar a la superficie

Si se considera el suelo como si estuviera formado por una sola capa entre el basamento y la superficie (ver figura A2.2), con velocidad V_s , densidad ρ , amortiguamiento ξ y espesor H :

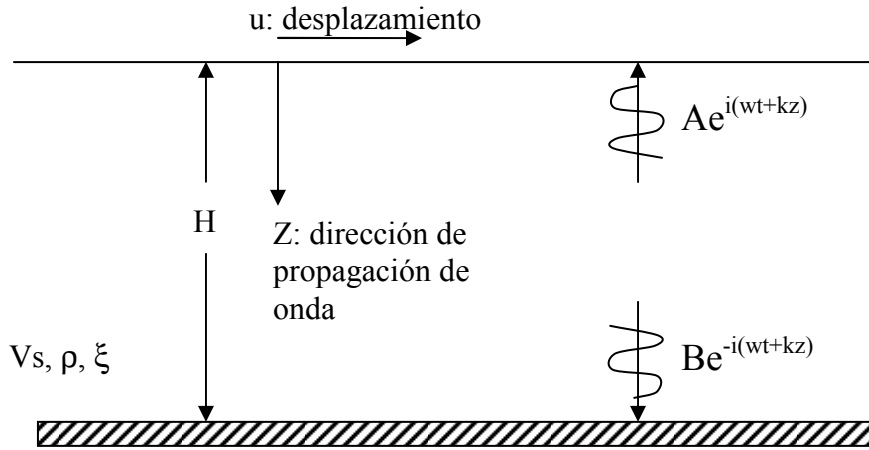


Figura A2.2. Esquema de una capa de suelo sobre un semiespacio, representado por la roca

El desplazamiento u en función de la profundidad z y del tiempo t es:

$$u(z,t) = Ae^{i(\omega t + k^*z)} + B e^{-i(\omega t + k^*z)} \quad \text{Ecuación A2.1}$$

Donde: ω es la frecuencia circular del movimiento del suelo y k el número de onda.

k^* tiene una parte real y una imaginaria y toma en cuenta el efecto de disipación de energía (amortiguamiento) que tiene el suelo.

En este caso, la función de transferencia de la capa de suelo es:

$$F(\omega) = 1/(\cos(k^*H)) = 1/\cos(\omega H/v_s^*) \quad \text{Ecuación A2.2}$$

Como el módulo cortante complejo G^* es:

$G^* = G(1+i2\xi)$, implica que $v_s^* = \sqrt{G^*/\rho} = v_s(1+i\xi)$, válido para amortiguamientos pequeños.

Esto implica que: $k^* = k(1 - i\xi)$

Y la función de transferencia se puede expresar como:

$$F(\omega) = \frac{1}{\cos\left[\frac{\omega H}{v_s(1+i\xi)}\right]} \quad \text{Ecuación A2.3}$$

Haciendo una serie de simplificaciones:

$$F(\omega) = \frac{1}{\sqrt{\cos^2(\omega H / v_s) + [\xi(\omega H / v_s)]^2}} \quad \text{Ecuación A2.4}$$

El denominador es siempre mayor que cero si $\xi > 0$. Las frecuencias ω que representan los máximos locales de $F(\omega)$ corresponden a las frecuencias naturales del depósito de suelo y están dadas por la ecuación A2.5. La función de transferencia tiene una forma semejante al esquema que se muestra en la figura A2.3.

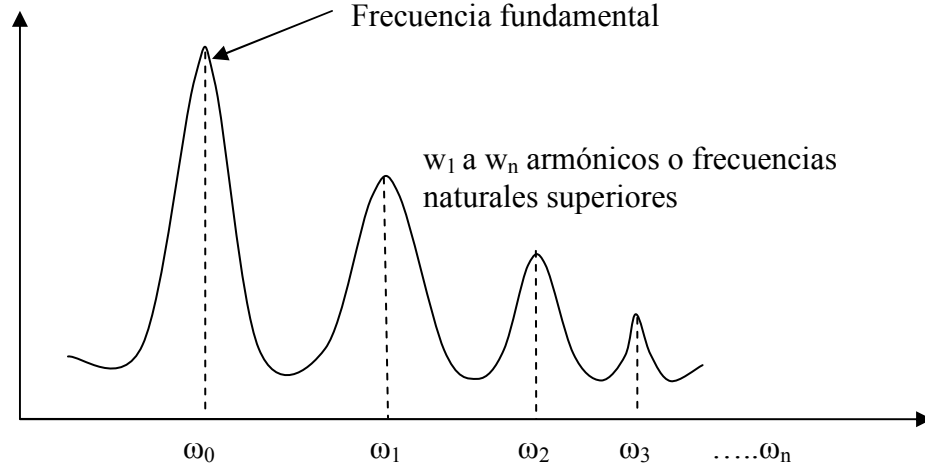


Figura A2.3. Frecuencia fundamental y frecuencias armónicas para una capa de suelo sobre un semiespacio.

$$\omega_n = v_s/H(\pi/2+n\pi), \text{ siendo } n=0, 1, 2, 3, \dots, n \quad \text{Ecuación A2.5}$$

Entonces, la frecuencia fundamental que es la de mayor amplitud, se produce para $n=0$:

$$\omega_0 = \pi v_s/(2H) \text{ y el período característico se obtiene entonces como } T_0 = 2\pi/\omega_0 = 4H/v_s$$

Por lo tanto, la frecuencia fundamental de un depósito de suelo de espesor H y velocidad v_s será:

$$f_0 = 1/T_0 = v_s/(4H) \quad \text{Ecuación A2.6}$$

y en un medio de varias capas,

$$f_0 = \frac{1}{4 \sum_{i=1}^n \frac{h_i}{V_{s_i}}} \quad \text{Ecuación A2.7}$$

Donde h_i es el espesor de cada estrato y V_{s_i} la velocidad de onda cortante en cada estrato.

Si existen dos estratos de suelo consecutivos 1 y 2 con densidades ρ_1 y ρ_2 y velocidades de onda cortante v_{s1} y v_{s2} respectivamente, la impedancia α entre ellos se define como:

$$\alpha = \frac{\rho_1 v_{s1}}{\rho_2 v_{s2}} \quad \text{Ecuación A2.8}$$

Por lo tanto, la forma de la función de transferencia cambiará según las impedancias, de acuerdo con el siguiente esquema (figura A2.4):

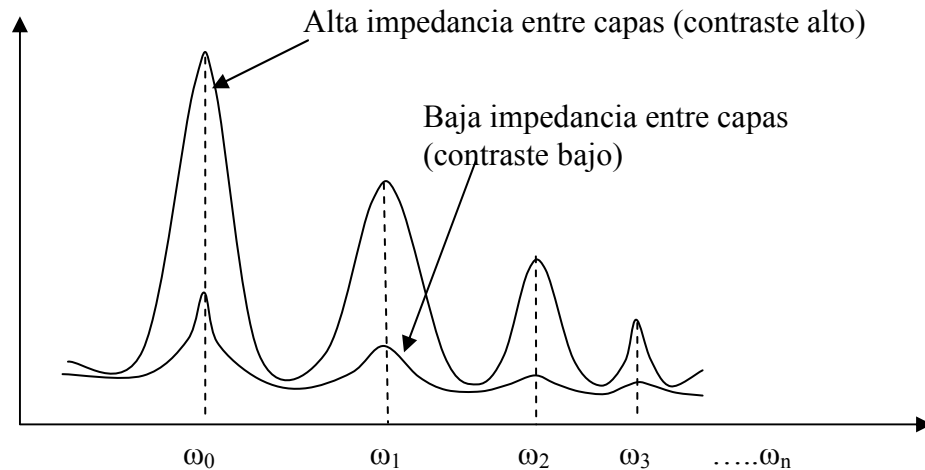


Figura A2.4. Esquema en el que se muestra el efecto de la impedancia entre dos capas en la función de transferencia

A2.2 Ondas superficiales (adaptado principalmente de Udías & Mézcua (1986) y Nava (2002))

Son ondas que viajan por la superficie, por lo que su amplitud es máxima en ésta y nula a grandes profundidades.

Estas ondas pueden explicarse como causadas por la interferencia de las ondas internas (interacción de muchas de estas ondas que viajan en diferentes direcciones), y son más lentas que éstas. Presentan el fenómeno de **dispersión**, esto es, las ondas de diferentes frecuencias viajan con diferentes velocidades. O visto de otra forma, para una distancia dada, las ondas de distinto periodo llegan a distinto tiempo.

Se distinguen dos tipos:

- **Ondas Rayleigh.** Éstas, denotadas usualmente por R, o LR cuando son de periodo muy largo, se deben a la interacción entre las ondas P y las SV y el movimiento de cada partícula de la superficie del terreno se da en forma elíptica retrógrada, según se muestra en la figura A2.5a. A profundidades mayores el movimiento se da en elipses más pequeñas cuya excentricidad cambia con la profundidad y a grandes profundidades, el movimiento se vuelve progresivo.

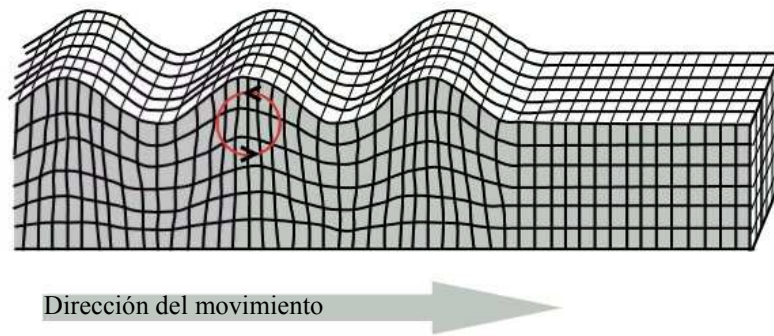


Figura A2.5. Movimiento elíptico retrógrado de las ondas Rayleigh en superficie (tomado de http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/1/1e/Rayleigh_wave.jpg)

Las ondas Rayleigh son más lentas que las P y las S, con velocidades de grupo (la velocidad con que viaja la energía) que van de 1 a 4 km/s. La figura A2.6 muestra varias curvas correspondientes a diversos modos de propagación de la onda Rayleigh, donde cada modo propio, modo fundamental o eigenmodo es una forma en la cual puede vibrar el suelo de manera que se logre la interferencia constructiva que da lugar a las ondas superficiales. El modo cuya amplitud no cambia de signo con la profundidad (figura A2.6a) es llamado **modo fundamental**, el que cambia una vez de signo (figura A2.6b), se conoce como **primer modo superior**, el que cambia de signo dos veces (figura A2.6c) **segundo modo superior**, etc.

En esta figura A2.6 se observa que los modos de alta frecuencia tienen grandes amplitudes solamente cerca de la superficie del suelo, por lo que las propiedades del material profundo casi no influyen en ellos. En cambio, los modos de baja frecuencia tienen amplitudes considerables en profundidades mayores, por lo que su velocidad depende de las profundidades del medio tanto cerca de la superficie como lejos de ella. La velocidad del suelo aumenta usualmente con la profundidad, lo que explica que las componentes de más baja frecuencia son usualmente las más rápidas. Sin embargo, la velocidad de grupo no disminuye siempre al aumentar la frecuencia, pues la transmisión de energía requiere de interferencia constructiva de los modos.

Otro efecto de la dependencia de los modos con respecto a la profundidad es que si la fuente sísmica ocurre a cierta profundidad, excitará más a aquellos modos cuyas amplitudes sean grandes y menos a aquellos cuyas amplitudes sean pequeñas (o, posiblemente, nulas) a dicha profundidad.

- **Ondas Love.** Son las denotadas usualmente por L, o G o LQ si son de periodo muy largo. Se comportan de manera muy parecida a la descrita para las ondas Rayleigh, pero se deben a interferencia constructiva de ondas SH solamente, por lo que no pueden existir en un semiespacio, sino que requieren al menos una capa sobre éste donde pueda quedar atrapada parte de la energía sísmica. Se manifiestan como desplazamientos horizontales transversales, por lo que su propagación debe ser paralela a la superficie y su amplitud debe disminuir con la profundidad (figura A2.7).

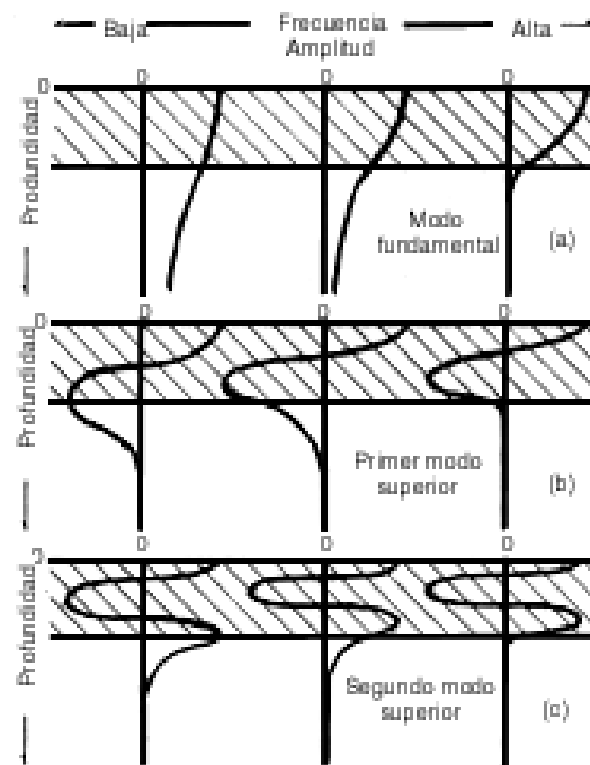


Figura A2.6. Amplitudes de los modos propios de vibración para el modo fundamental y los dos primeros modos superiores de una onda de Rayleigh.

Las ondas Love son polarizadas horizontalmente (como las SH) y por lo tanto, no se registran en los sensores verticales.

Aunque más lentas que las ondas internas, las ondas de Love tienen velocidades de 1 a 4.5 km/s y son más veloces que las ondas Rayleigh.

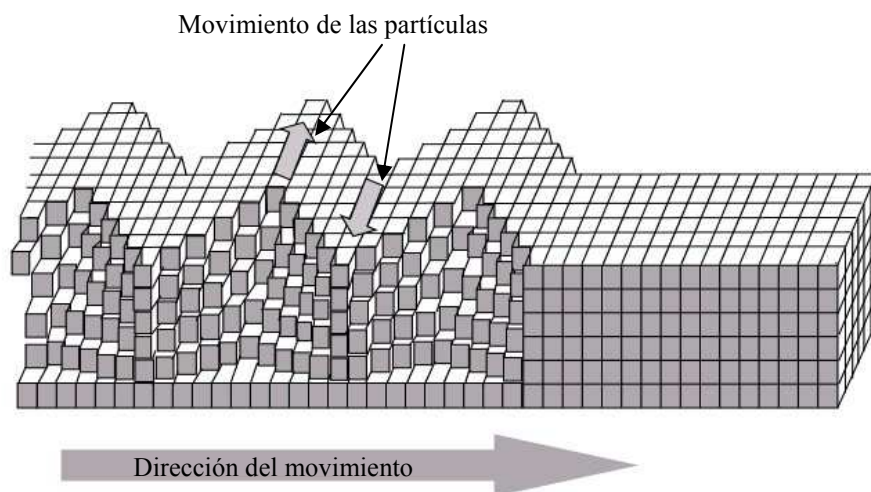


Figura A2.7. Movimiento transversal de las ondas Love (tomado de http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/1/1e/Love_wave.jpg)

A2.3 Dispersión de las ondas superficiales

El fenómeno de dispersión se produce en medios heterogéneos e inelásticos. Tal y como se dijo antes, las ondas superficiales de diferentes frecuencias viajan con diferentes velocidades de propagación. La velocidad mencionada corresponde a la **velocidad de fase**, que es la velocidad a la cual viaja la fase de cualquier componente de frecuencia de las ondas. Indica la tasa a la que la onda se propaga y está dada por la siguiente relación:

$$C = \lambda/T = \lambda * f \text{ o bien } C = \omega/k \quad \text{Ecuación A2.9}$$

Donde:

C es la velocidad de ondas de fase, λ es la longitud de onda, dada por $\lambda = 1/k$ (distancia entre dos crestas, por ejemplo), T el periodo, f la frecuencia, k el número de onda y ω la frecuencia angular = $2\pi * f$

El **número de onda k** es una propiedad de la onda inversamente relacionada con la longitud de onda λ . Es el concepto análogo espacial de la frecuencia, o sea, una medida del número de unidades repetidas de una onda que se propaga (el número de veces que la onda tiene la misma fase), por unidad de longitud.

La transformada de Fourier de datos en función del tiempo da el espectro de frecuencia. La transformada de Fourier aplicada a datos en función de la posición (x,y) permite obtener el espectro de número de onda.

Algunas relaciones importantes para k son: $k = 1/\lambda = f/C$

La **velocidad de grupo** es la velocidad con la que las variaciones de la forma de la amplitud de la onda se propagan en el espacio. Está dada por la siguiente relación:

$$V_g = d\omega/dk \quad \text{Ecuación A2.10}$$

Como la frecuencia angular es igual al producto del número de onda por la velocidad de fase, $\omega = kC$, donde C es función de k , se obtiene:

$$V_g = C + k (dc/dk) \quad \text{Ecuación A2.11}$$

Si la velocidad de fase es constante, $V_g = C$.

Resulta más sencillo representar matemática y gráficamente el fenómeno de la dispersión para ondas Love. Considérese un modelo de una capa de espesor H sobre un espacio semi-infinito. El semiespacio tiene una velocidad de onda P igual a α , una velocidad de onda S igual a β , un módulo de cortante igual a μ y una densidad igual a ρ . La capa de espesor H por su parte tiene a α^1 , β^1 , μ^1 y ρ^1 como velocidad de onda P, velocidad de onda S, módulo de cortante y densidad, respectivamente.

La ecuación que explica la dispersión de las ondas Love es:

$$\frac{\mu \sqrt{1 - \frac{C^2}{\beta^2}}}{\mu' \sqrt{\frac{C^2}{(\beta^1)^2} - 1}} = \tan \left[kH \sqrt{\frac{C^2}{(\beta^1)^2} - 1} \right] \quad \text{Ecuación A2.12}$$

Si se grafica esta ecuación, se obtiene la forma en que varían las curvas de dispersión en función del número de onda k vs. velocidad de fase C , tal y como lo muestra la figura A2.8a. En la figura se observa que C varía entre β y β^1 , siendo esta última una asíntota para valores de k altos.

El fenómeno de dispersión para ondas Rayleigh en una capa y un medio semi-infinito es más complejo debido a que el número de condiciones de contorno aumentan, tanto las de la superficie libre como las de la separación entre la capa y el medio. Sin embargo, sí es posible obtener la dependencia entre la velocidad de fase C con la frecuencia o el número de onda, por lo que la curva de dispersión correspondiente resulta ser semejante a la de las ondas Love, variando solamente la velocidad límite inferior a C_R^1 para el modo fundamental (figura A2.8b).

El caso de varias capas vuelve mucho más complejo el problema. Sin embargo, se muestran en las figuras A2.9a y A2.9b unos esquemas para ambos tipos de ondas superficiales para distintos modos, de acuerdo con el tipo de estructura. Corresponden al primer modo de ondas Love y Rayleigh, para velocidades de fase C y de grupo V_g en función del periodo T .

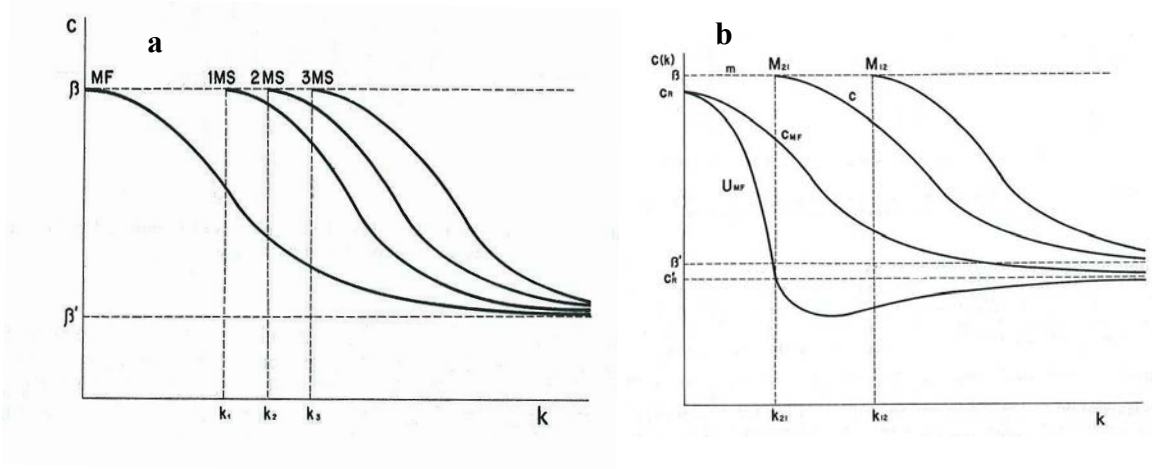


Figura A2.8. Curvas de dispersión para velocidades de fase en función del número de onda, para ondas Love (a) y para ondas Rayleigh (b). Tomada de Udías & Mézcua (1986). Se muestra el modo fundamental y tres modos superiores.

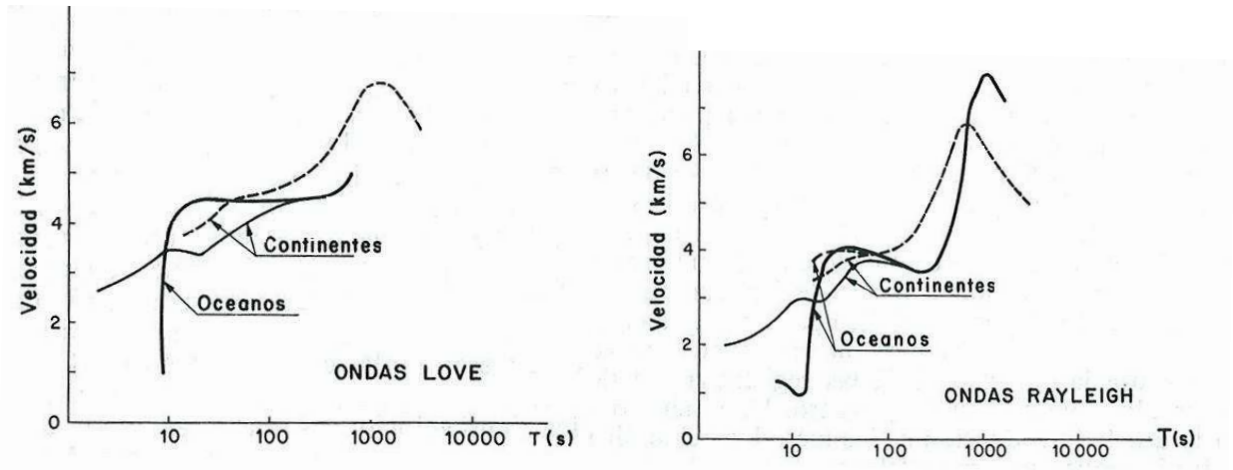


Figura A2.9. Esquema de curvas de dispersión para velocidades de grupo (línea sólida) y de fase (línea punteada) en función del periodo, para (a) ondas Love y (b) para ondas Rayleigh. Tomada de Udías & Mézcua (1986). Todas corresponden al modo fundamental.

A2.4. Elipticidad de las ondas Rayleigh

Si se observa el movimiento de las ondas Rayleigh en la superficie de la tierra, las ondas con alta frecuencia viajan más lentamente que las que tienen una frecuencia menor. Esto se debe a que una onda de Rayleigh de baja frecuencia tiene una relativamente larga longitud de onda. El desplazamiento de las ondas de larga longitud penetra más profundamente en la tierra que las ondas de longitud de onda más corta. Dado que la velocidad de las ondas en la Tierra aumenta con la profundidad, las ondas de longitud de onda larga (baja frecuencia) pueden viajar más rápido que las de menor longitud de onda (alta frecuencia). Las ondas de Rayleigh por lo tanto, aparecen a menudo hacia el final en los sismogramas registrados en las estaciones de registro que se ubican lejanas al foco.

El movimiento de una partícula para las ondas Rayleigh en superficie está dado por los desplazamientos u_1 y u_3 :

$$u_1 = 0.42a \sin k(x_1 - c_R t) \text{ y } u_3 = 0.42a \sin k(x_1 - c_R t) \quad \text{Ecuación A2.13}$$

La trayectoria forma en cada periodo una elipse de movimiento retrógrado. En la superficie, esta elipse tiene el eje mayor en la dirección vertical, tal y como lo muestra la figura A2.10. La amplitud del movimiento disminuye con la profundidad, variando también la proporción entre la amplitud vertical y horizontal. A una cierta profundidad, la componente horizontal es nula y a partir de ella el movimiento se vuelve prógrado o progresivo.

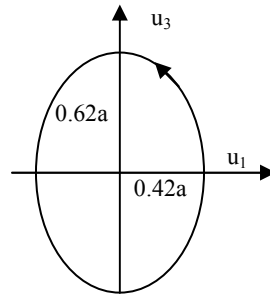


Figura A2.10. Trayectoria de una partícula para ondas Rayleigh en superficie.

Finalmente, la elipticidad y el movimiento de las ondas Rayleigh también depende del contraste entre capas, tal y como lo demostraron Konno & Ohmachi (1998) en la figura A2.11 que es copia de la figura 2 de ese artículo.

Ellos definieron un semiespacio con una velocidad de onda cortante $V_s = 500$ m/s y una capa superior de espesor $H = V_{s1}T_s/4$, para dar periodos fundamentales $T_s = 1$ s, por lo que H queda definida por $V_{s1}/4$. Las V_{s1} para este estrato se escogieron entre 50 y 400 m/s.

La figura citada muestra la forma en que el movimiento de la partícula varía según el contraste de velocidades. Ellos definieron tres casos:

- Tipo 1: cuando el contraste entre velocidades del semi-espacio y de la capa es menor o igual a 2.5 (bajo contraste). En este caso, el movimiento de la partícula para el modo fundamental es siempre retrógrado para todo el rango de periodos.
- Tipo 2: cuando el contraste entre velocidades es medio, cercano a 2.5. Conforme aumenta el periodo, el movimiento cambia de retrógrado a solo vertical (en T_1), progresivo, solo vertical (en T_2) y retrógrado de nuevo. En los casos correspondientes a T_1 y T_2 (movimiento solo vertical), la razón espectral H/V es cero.
- Tipo 3: el contraste de velocidades es alto, mayor que 2.5. Conforme aumenta el periodo, el movimiento de la partícula cambia de retrógrado, a solo vertical (en T_1), progresivo, solo horizontal (en T_2) y retrógrado. En T_1 , H/V es cero y en T_2 H/V se vuelve infinito.

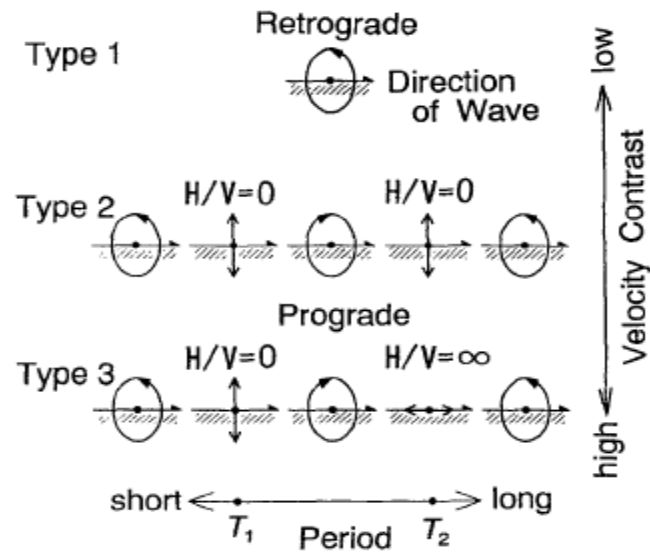


Figura A2.11. Órbitas de partículas para tres tipos de modos fundamentales de ondas Rayleigh, para un modelo formado por un semi-espacio y una capa sobre él (tomada de Konno & Ohmachi, 1998).

Apéndice 3. Caracterización de un perfil de velocidades de suelo a partir de mediciones de ruido en superficie: método de *arrays*

(Appendix 3. Characterization of a soil velocity profile from surface noise measurements: A method of arrays)

Debido al alto costo que tienen las pruebas geofísicas clásicas por medio de las cuales se suele caracterizar los perfiles de suelo, específicamente en la identificación de la velocidad de onda S (en adelante V_s), el espesor H y en algunos casos su velocidad de onda P (V_p) de cada estrato que conforma la columna de suelo, se han buscado métodos alternativos que permitan reducir el tiempo y los costos asociados.

Es así como surge el método de *arrays*, que es definido como un grupo de sensores con una base de tiempo común, cuya localización sea lo suficientemente cercana entre ellos de modo que los arribos de los frentes de onda puedan ser correlacionados entre sensores adyacentes. (Ohrnberger, 2006).

Este método consiste específicamente en la medición de ondas superficiales, principalmente del tipo Rayleigh que predominan en las vibraciones ambientales o ruido, por medio de sensores colocados en serie con distintas configuraciones. Con esta información, es posible obtener las curvas de dispersión en un rango amplio de frecuencias (Wathelet, 2007). Al ser no destructivo ni invasivo (no se requieren fuentes de disparo artificiales como los explosivos), el método ofrece grandes ventajas para su aplicación en zonas urbanas. Sin embargo, la energía del ruido que se registre dependerá de la localización de la fuente y del contraste de impedancias entre el basamento rocoso y los sedimentos que subyacen, por lo que la aplicación de este método no siempre es exitosa.

De acuerdo con el diagrama de la figura A3.1, normalmente se plantea un problema directo, es decir, conociendo el perfil de suelos y un frente de ondas que lo atraviesa, es posible obtener la curva de dispersión asociada. En estos casos, el procesamiento suele ser analítico o numérico y el problema tiene una solución única.

Sin embargo, en esta investigación se resuelve un problema inverso o sea, a partir de la obtención de las curvas de dispersión o de autocorrelación para el medio, se determinan los espesores y velocidades asociadas a cada capa del suelo. La dificultad aquí es que existen muchos métodos para llegar a la solución y el problema es no lineal, por lo que generalmente se obtienen varias soluciones.

El proceso inverso se realiza en dos pasos:

- Paso 1: Cálculo de la curva de dispersión teórica o de autocorrelación
- Paso 2: Inversión de la curva

Para el paso 1 se describirán en este apéndice tres métodos, ya que son los que fueron usados en la investigación: FK (*frequency-wavenumber analysis*), FK modificado, con los que se obtienen curvas de dispersión y SPAC (*spatial autocorrelation analysis of signals*), por medio del cual se estiman curvas de autocorrelación.

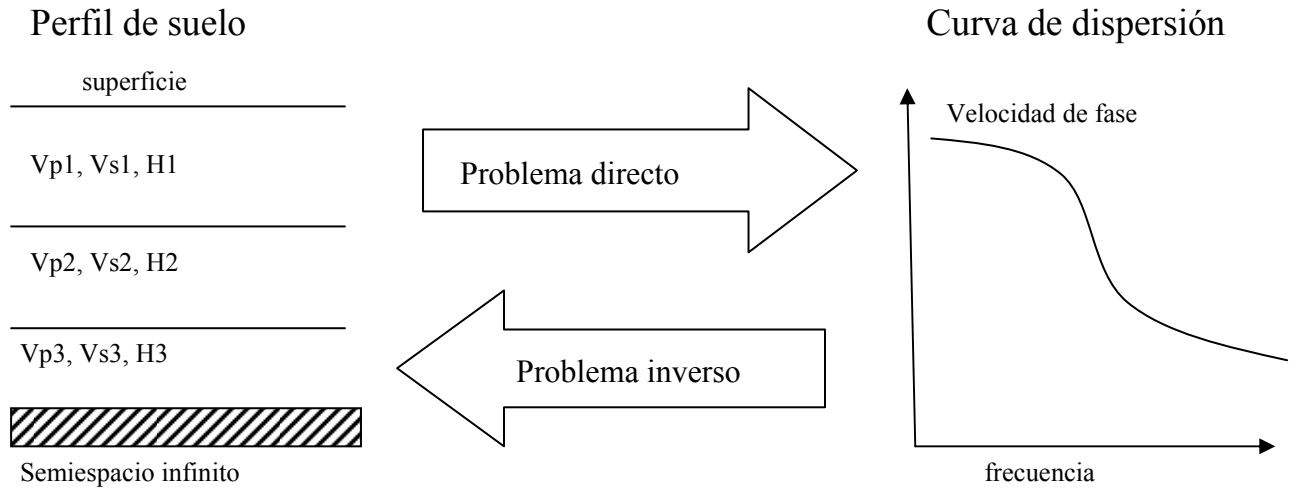


Figura A3.1. Esquema que permite entender el orden “inverso” con el que se caracterizarán los perfiles de suelo en esta investigación.

Debido a que las propiedades de las fuentes generadoras del ruido son generalmente desconocidas, la velocidad de las ondas que viajan a una determinada frecuencia es derivada del procesado de registros del movimiento del suelo obtenido simultáneamente en varias estaciones.

Dado que el perfil de suelos que se obtiene es unidimensional, estas técnicas no son convenientes cuando hay fuertes variaciones en profundidad de los estratos. Las tres asumen además que las ondas superficiales registradas en un momento dado provienen de un frente de ondas plano.

Para el paso 2, se usó el algoritmo “del vecino” (*Neighbourhood algorithm*), que también será brevemente descrito ya que este es el seleccionado por el grupo SESAME dentro de sus rutinas de cálculo y por lo tanto, fue el utilizado en los cálculos realizados en esta investigación, aún cuando existen otros disponibles.

A3.1 Método FK (adaptado principalmente de Benjumea et al., 2008 y Wathelet, 2007)

En este caso, la velocidad de fase C se calcula para varias bandas de frecuencia. La señal completa se divide en ventanas de tiempo de distinta duración, dependiendo de la frecuencia que se esté considerando. Se calcula la transformada de Fourier para cada ventana de cada sensor, después de un apropiado corte de la ventana.

La técnica depende de la energía de la fuente, de las características del suelo y del espacio de monitoreo del *array* y funciona mejor cuando una única fuente de ruido es la dominante.

Parte del supuesto de que las ondas que se registran en el *array* son planas y supone una dirección y una velocidad de propagación para cada onda de frecuencia f (o bien, de los parámetros k_x y k_y que corresponden a los números de onda en componentes xy). Se calculan los tiempos de arribo relativos a cada uno de los sensores y los registros se desplazan según esos tiempos. La salida del *array* ($b(t)$) según figura A3.2 o espectro de potencia del rayo (*beam power*) se obtiene a partir de la suma de las señales desplazadas en el dominio de las frecuencias, para cada dirección y velocidad de prueba.

Para una frecuencia dada que define un tamaño de ventana de tiempo (la frecuencia debe estar contenida en esa ventana un mínimo número de veces), se divide el registro completo para todos los sensores en ventanas de ese tamaño. A partir de todas las ventanas que inician a un mismo tiempo y que provienen de todos los sensores, se calcula la semblanza, definida como:

Semblanza = salida del filtro (*array output*) / razón de la energía de entrada del filtro (*spectral power*),

ya que esta provee una medida de la energía que llega a un punto. En la práctica, la localización de la máxima semblanza se realiza en el plano k_x - k_y , que provee una estimación de la velocidad y del azimut de las ondas que viajan a través del *array*, ya que se determina la dirección donde se tiene la máxima energía (ver figura A3.3).

Para cada frecuencia se tendrá entonces un número de soluciones como número de ventanas de una misma longitud hayan podido definirse a lo largo del registro total. Por lo tanto, para altas frecuencias se tiene un número mayor de soluciones (mayor número de ventanas en las que se ha dividido el registro total en el tiempo) que para bajas frecuencias. Esto es posible observarlo en la figura A3.3 derecha, donde se esquematiza la construcción de la curva de dispersión frecuencia a frecuencia.

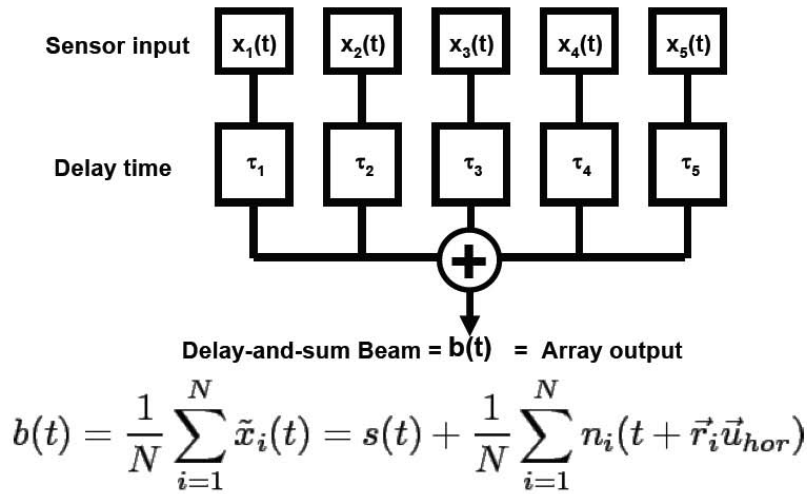


Figura A3.2. Definición de la salida del *array* como la suma de las señales provenientes de cada sensor desplazadas en el tiempo (tomado de Ohrnberger, 2006)

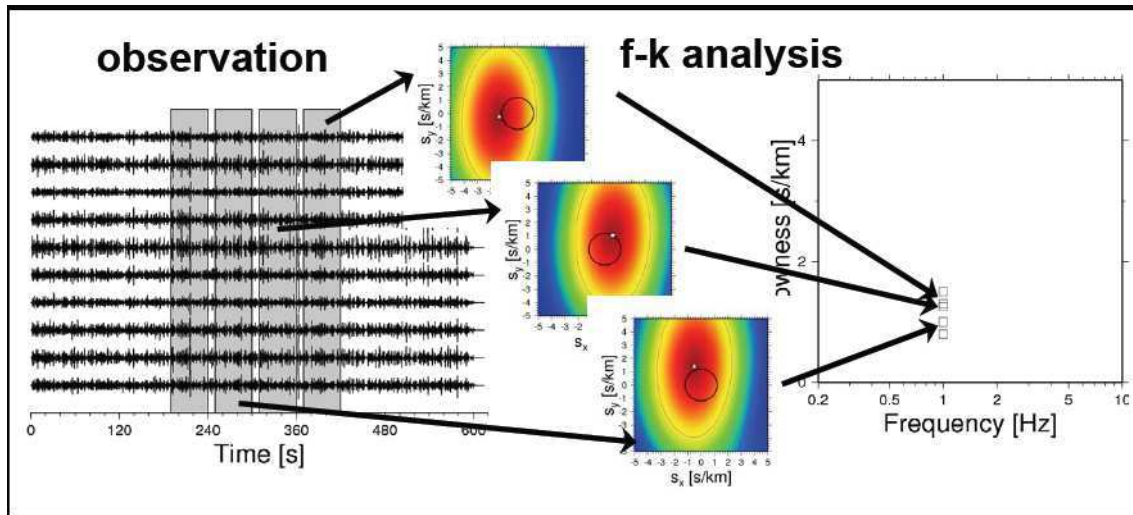


Figura A3.3. Construcción de la curva de dispersión para una frecuencia dada, a partir de los gráficos k_x k_y para ventanas de tiempo de una misma duración (figura tomada de Ohrnberger, 2006).

Las altas frecuencias de la curva de dispersión son requeridas para determinar las velocidades de las capas superficiales, mientras que las frecuencias bajas se necesitan para llegar a profundidades mayores y así determinar las velocidades de capas profundas.

Sin embargo, el ancho máximo de la banda de frecuencia del *array* está condicionado a dos aspectos: la composición del campo de ondas y la geometría del mismo. La energía de las ondas superficiales es solo significativa más allá de la frecuencia fundamental del sitio (Cadet et al., 2006).

Es posible determinar para el *array* el mínimo número de onda K_{\min} que corresponde a la **máxima resolución**, a igual que se puede determinar el máximo número de onda K_{\max} , que corresponde al límite del **aliasing**. Ambos términos se obtienen de observar la respuesta teórica R_{th} definida como:

$$R_{th}(k_x, k_y) = \frac{1}{n^2} \left[\sum_{i=1}^n e^{-j(k_x x_i + k_y y_i)} \right]^2 \quad \text{Ecuación A3.1}$$

Donde n es el número de sensores con coordenadas x, y .

La respuesta teórica siempre muestra un pico central de amplitud 1 (k_x y k_y igual a cero) y picos secundarios de *aliasing*. Para un campo de ondas simple (como una onda plana), el *aliasing* ocurrirá para números de onda mayores que la mitad del número de onda correspondiente a picos laterales con un valor de 1 (ver figuras A3.4 y A3.5 superior derecha). Para campos de onda complejos, se observarán señales *aliasadas* para números de onda más pequeños que este valor, debido a la suma de picos secundarios.

Entonces, los límites k_{\min} y k_{\max} quedan definidos como sigue:

Se justifica el límite para el *aliasing* ($K_{\text{máx}}$) como el k más pequeño obtenido a partir de la intersección de R_{th} con la línea horizontal a 0.5, considerando todas las direcciones de la función de transferencia del *array*. (Wathelet, 2007).

La resolución por otra parte está definida por el pico principal de esta función, quien determina K_{min} . Entre más estrecho sea este pico (ver figura A3.4), más capaz es el *array* de distinguir entre dos ondas viajando con números de onda propios. Por lo tanto, este límite queda estrictamente definido como $K_{\text{min}}/2$ y representa el radio del pico central de R_{th} medido a 0.5 (Cadet et al., 2006).

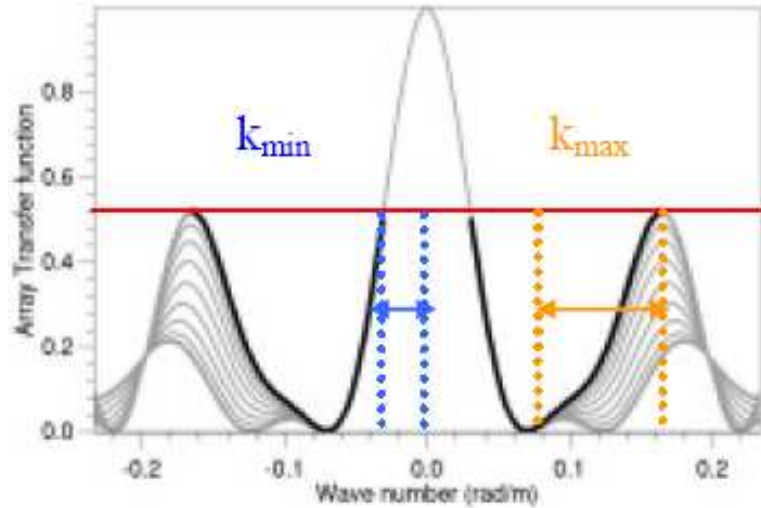


Figura A3.4. Definición de K_{min} y $K_{\text{máx}}$ teóricos a partir de una sección de la función de transferencia del *array*, que está definida en tres dimensiones (tomada de Cadet et al., 2006).

La figura A3.5 superior izquierda muestra a manera de ejemplo la función de transferencia teórica para un *array* circular. La figura A3.5 superior derecha muestra una sección de esta función de transferencia donde se logran identificar los máximos correspondientes a picos secundarios y en la A3.5 inferior derecha se muestran los límites finales para la curva de dispersión. La zona conservadora pero segura se ubica entre K_{min} y $K_{\text{máx}}/2$ y la zona menos conservadora está entre $K_{\text{min}}/2$ y $K_{\text{máx}}$.

Por lo tanto, los límites se resumen como sigue:

K_{min} determina la máxima resolución (máxima longitud de onda posible de observar, debido a limitaciones en la apertura del *array*) = mitad de la altura del pico central de la respuesta teórica del *array* (ver figura A3.4). Queda estrictamente limitado a $K_{\text{min}}/2$.

$K_{\text{máx}}$ es el límite del aliasing (mínima longitud de onda posible de observar, debido a la distribución discreta de los sensores) = límite del primer pico secundario con un valor mayor que 0.5 (ver figura A3.4).

La figura A3.6 muestra una curva de dispersión obtenida donde se indican además los límites válidos de la misma, obtenidos a partir de la respuesta teórica del *array*. Obsérvense los puntos relacionados con el fenómeno de *aliasing* (puntos rojos) sobretodo asociados con frecuencias altas.

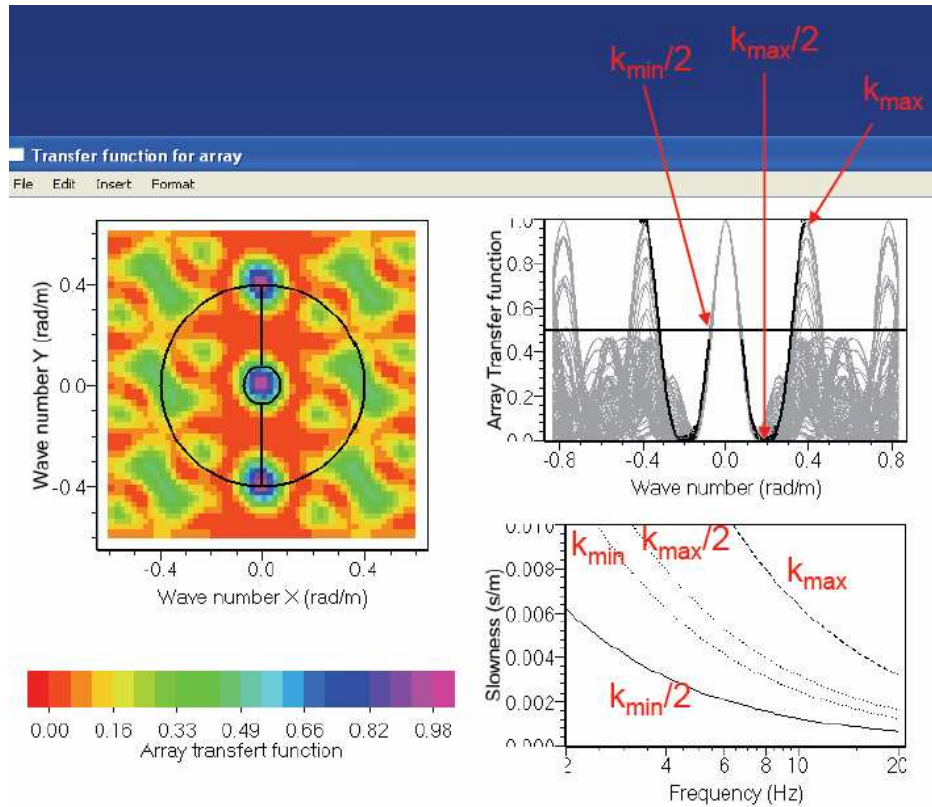


Figura A3.5. Respuesta teórica de un *array*. Superior izquierda: función de transferencia en el plano, superior derecha: sección más crítica de la FT que permite definir los límites de validez de la curva de dispersión que se obtendrá e inferior derecha: límites representados como curvas (tomada de SESAME, 2006).

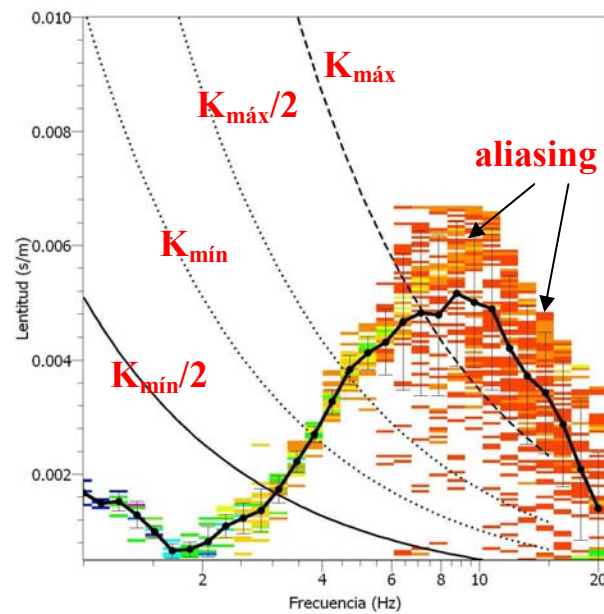


Figura A3.6. Una curva de dispersión obtenida con sus límites respectivos. La zona considerada como más segura va de K_{min} a $K_{max}/2$

A3.2 Método FK de alta resolución

El método de alta resolución del número de onda vs. frecuencia, mejora al FK tradicional al añadir factores de peso a la contribución de cada sensor en el cálculo de la respuesta del *array*. Esto se hace con el objetivo de minimizar la energía que portan los números de onda que difieren del que se está considerando.

Propuesto por Capon (1969), teóricamente este método es capaz de distinguir dos ondas que viajan con números de onda muy cercanos en mejor forma que el método tradicional.

La salida del *array* será:

$$B(\omega, \vec{k}) = \sum_{i=1}^n W_i(\omega) X_i e^{(-j\vec{k} \cdot \vec{r}_i)} \quad \text{Ecuación A3.2}$$

Donde $W_i(\omega)$ son los factores de peso, que son iguales a la unidad para el número de onda considerado en ese momento y menores que la unidad para los demás casos.

A3.3 Método SPAC (adaptado de Benjumea et al., 2008 y Wathelet, 2007)

Basa su fundamento teórico en la condición de un campo de ondas estocástico y la distribución aleatoria de las fuentes en el tiempo y en el espacio, para ligar las razones de auto-correlación con las velocidades de fase C.

Aki (1957) demostró que los cocientes de autocorrelación de las señales registradas en dos sensores son función de la velocidad de fase y de la apertura del *array*.

La función de autocorrelación espacial entre dos sensores es definida por Aki (1957) como:

$$\phi(r) = \frac{1}{T} \int_0^T v_0(t) v_r(t) dt \quad \text{Ecuación A3.3}$$

donde $v_0(t)$ y $v_r(t)$ son las señales registradas durante T segundos en dos estaciones separadas una distancia r. Si las señales son filtradas en una banda de frecuencias angosta alrededor de ω , las razones de autocorrelación se definen como:

$$\rho(r, \omega) = \frac{\phi(r, \omega)}{\phi(0, \omega)} \quad \text{Ecuación A3.4}$$

que se calculan para pares de sensores. Para una distancia dada r, Aki demostró que el promedio azimutal de $\rho(r, \omega)$ tiene la siguiente expresión:

$$\rho(r, \omega) = J_0(\omega r / c(\omega)) \quad \text{Ecuación A3.5}$$

donde J_0 es la función de Bessel de orden cero, $c(\omega)$ es la velocidad de fase para una determinada frecuencia ω y r la distancia entre los dos sensores.

Entonces, la expresión A3.3 es calculada en el dominio del tiempo en señales filtradas (se utiliza un *taper* en el dominio de la frecuencia para asegura un filtro de fase cero).

De forma semejante que en el método FK, los registros de cada instrumento son cortados en ventanas de tiempo más pequeñas dentro de las cuales son calculadas las razones de autocorrelación. Consecuentemente, para cada banda de frecuencia, para cada rango de distancia entre estaciones, y para cada ventana de tiempo individual, se calcula una razón de autocorrelación azimutalmente promediada. Los resultados son generalmente presentados en forma de curvas de autocorrelación, con barras de error graficadas vs. la frecuencia o la distancia entre estaciones, como las mostradas en la figura A3.8.

Aki propuso el uso de configuraciones de *arrays* circulares para calcular los coeficientes $\rho(r, \omega)$ para diferentes radios y frecuencias determinadas y así obtener $c(\omega)$. Sin embargo, Betting (2001) propone una modificación que permite aplicar este método para configuraciones de *arrays* más diversas.

La propuesta de Betting es la de agrupar pares de estaciones a lo largo de anillos de espesor finito, de manera que el anillo más grande controla la resolución y el anillo más pequeño controla el límite del *aliasing*.

En este caso, para cualquier geometría los coeficientes de autocorrelación se calculan a partir de pares de estaciones con separaciones entre r_1 y r_2 como cuentas de un radio fijo r . Un ejemplo de estos pares lo muestran los puntos formados por combinaciones entre los 11 sensores de registro utilizados en este estudio, que corresponden a cinco sensores colocados en una circunferencia de 50 m de radio, otros cinco en una circunferencia de 25 metros de radio y uno en el centro. Estos puntos son agrupados en anillos, según la figura A3.7a.

Con la aplicación de esta técnica se obtienen curvas de dispersión como la mostrada en la figura A3.7b a partir de lo cual es posible invertirla y determinar el perfil de velocidades en función de la profundidad.

La figura A3.8 muestra algunas de las curvas de autocorrelación obtenidas para cuatro anillos. Obsérvese que cada anillo aporta información válida de acuerdo con sus limitaciones geométricas según la zona pintada de verde, por lo que cada uno está limitado a rangos de frecuencia distintos, según sea su radio. Además, solamente en unas partes de las zonas pintadas de verde existe un único valor de la razón de autocorrelación respecto a la frecuencia, que es precisamente la información que se busca.

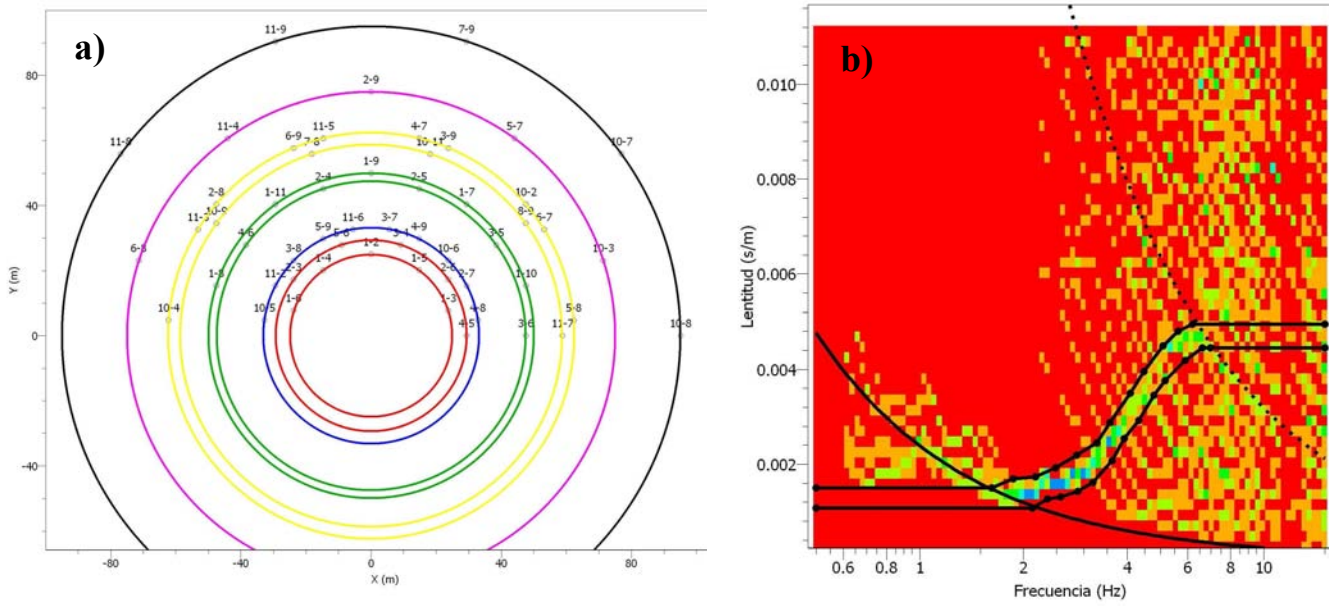


Figura A3.7. a) Pares obtenidos al relacionar 11 sensores ubicados en circunferencias concéntricas y anillos en los que se han agrupado para aplicar el método SPAC. b) Curva de dispersión obtenida.

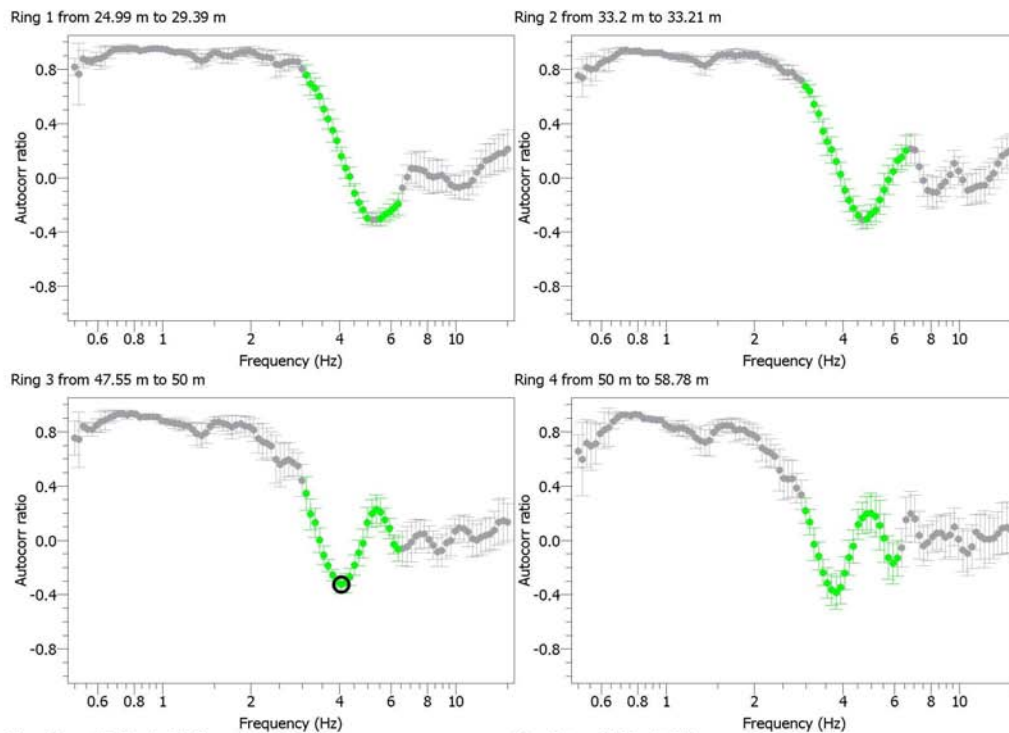


Figura A3.8. Ejemplos de curvas de autocorrelación para cuatro anillos de radios y espesores distintos, por lo que cada uno aporta información en rangos de frecuencia distintos.

A3.3 Algoritmo del vecino para la inversión de las curvas de dispersión (adaptado de Wathelet, 2007)

Una vez obtenidas las curvas de dispersión o de autocorrelación, debe aplicarse alguna metodología que permita llevar a cabo la inversión. Una de las mayores dificultades es que este corresponde a un problema no lineal y multidimensional.

El esquema que se muestra a continuación y que es similar al de la figura A3.1, resume y compara la solución del problema directo con la del problema inverso, que es el que interesa en este caso.

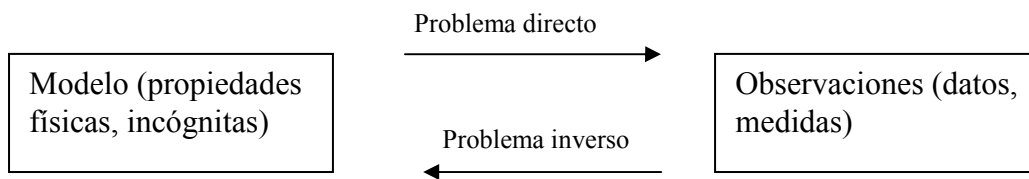


Figura A3.9 Simplificación de la figura A3.1.

Todos los problemas directos pueden ser representados por:

$$O = [O_1 \dots O_{n_{obs}}]^T = f([p_1 \dots p_n]^T) \quad \text{Ecuación A3.6}$$

Donde O_i son los valores observados (curva de datos, mediciones, curva objeto) y p_i son los parámetros del modelo (incógnitas, propiedades físicas).

Generalmente se crea una función L (real) llamada de desajuste, de error o de residuo. Se busca entonces la minimización de esta función y el procedimiento dependerá de los métodos de análisis, entre los cuales pueden citarse: el de “la cuadrícula”, iterativos, redes neuronales y métodos de Monte Carlo.

En este caso, se ha utilizado el denominado método “del vecino” (*The neighbourhood algorithm*) ya que es el propuesto por el grupo SESAME e incluido en el software Geopsy, por ser considerado como el más eficiente entre los disponibles.

Está fundamentado en los métodos de Monte Carlo, que se basan en un muestreo pseudo-aleatorio uniforme espacial de los parámetros.

Específicamente, el algoritmo del vecino se basa en la partición del espacio de los parámetros en celdas Voronoi, que corresponden a una única descomposición del espacio en n celdas alrededor de n puntos p_i . La celda alrededor del punto p_i queda definida por el conjunto de puntos que están más cercanos a p_i que de cualquier otro punto p_j .

El objetivo en condiciones óptimas, es el de muestrear todas las zonas del espacio de parámetros donde fueron hallados los modelos con un ajuste aceptable.

La descomposición del espacio de parámetros (conocida como Voronoi) es la base de aproximación de la función de desajuste L , la cuál es progresivamente refinada durante el proceso de inversión.

El algoritmo del vecino requiere de cuatro parámetros previamente definidos: número de iteraciones máximo a realizar ($It_{máx}$), número de modelos escogidos al azar dentro del espacio de parámetros al inicio de la inversión (NS_0), número de modelos a generar en cada iteración (NS) y número de celdas mejores (con el menor desajuste) donde son generados los modelos (NR),

Entonces, el proceso de inversión es llevado a cabo en los siguientes pasos:

- 1- Un conjunto de modelos NS_0 se genera aleatoriamente con una probabilidad uniforme en el espacio de parámetros.
- 2- La función de desajuste L se calcula para los modelos generados más recientes.
- 3- Los modelos NR con el menor desajuste que se han obtenido hasta el momento, son seleccionados dentro de todos los generados, al comparar cada solución obtenida con la curva de dispersión original que se obtuvo con los métodos SPAC o FK.
- 4- Se genera una cantidad de nuevas muestras (NS/NR) con una probabilidad uniforme en cada celda seleccionada.
- 5- Se añaden las nuevas muestras NS al conjunto de modelos anteriores y se vuelve al paso 2.

La figura A3.10a es un ejemplo de un espacio de parámetros de dos dimensiones en el que se muestran los modelos (puntos negros) y los límites de las celdas de Voronoi. En este caso, $NS_0 = 9$ modelos son generados inicialmente y en la celda color gris se obtuvo el menor desajuste. En este caso, siete nuevos modelos son generados ($NR=1$ y $NS=7$, por lo que $NS/NR=7$). La figura A3.10b muestra la nueva geometría después de la primera iteración. El tamaño de la celda original decrece en la medida en que la razón de muestreo aumenta.

Las principales ventajas de este esquema son que no se trabaja para una función de desajuste particular, sino que ésta se va refinando en cada iteración y además, se provee una familia de modelos aceptables en vez de uno solo.

Finalmente, la figura A3.11 muestra los resultados de un proceso de inversión a partir de una curva de dispersión obtenida con el método FK. La figura A3.11a presenta la curva de dispersión original (en negro) con las barras de error respectivas y las curvas de colores corresponden a las obtenidas según los distintos modelos generados, siendo la roja la de menor desajuste o error.

La figura A3.11b por su parte, muestra los perfiles generados por los distintos modelos, siendo el de línea roja el de menor desajuste. En esa misma figura se observa una gran semejanza entre los valores de V_s para la primera capa, pero aumenta la dispersión entre los modelos al tratar de definir la interface entre la primera y la segunda capa. La velocidad asociada a la segunda capa es aún más dispersa según los modelos generados.

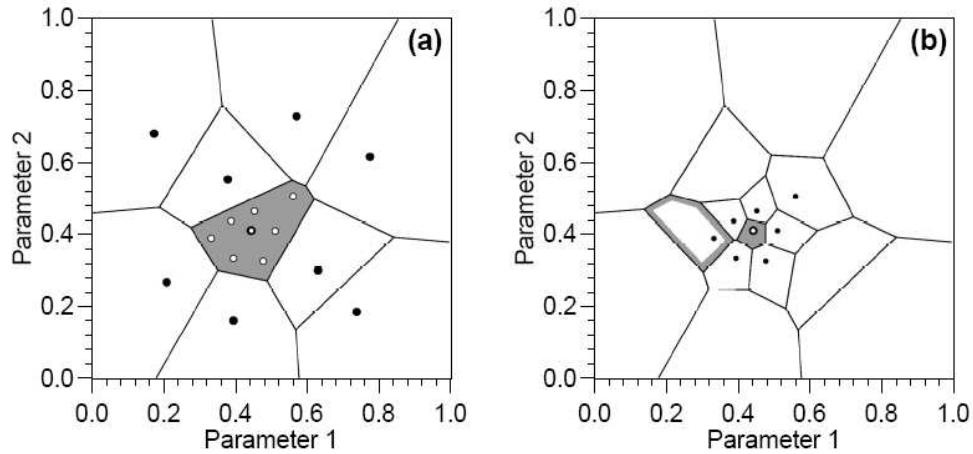


Figura A3.10. a) Celdas de Voronoi en las que inicialmente se ha dividido el espacio de parámetros. b) Nuevas celdas en la que se divide la de menor desajuste anterior para realizar una segunda iteración. Los puntos negros representan los modelos obtenidos.

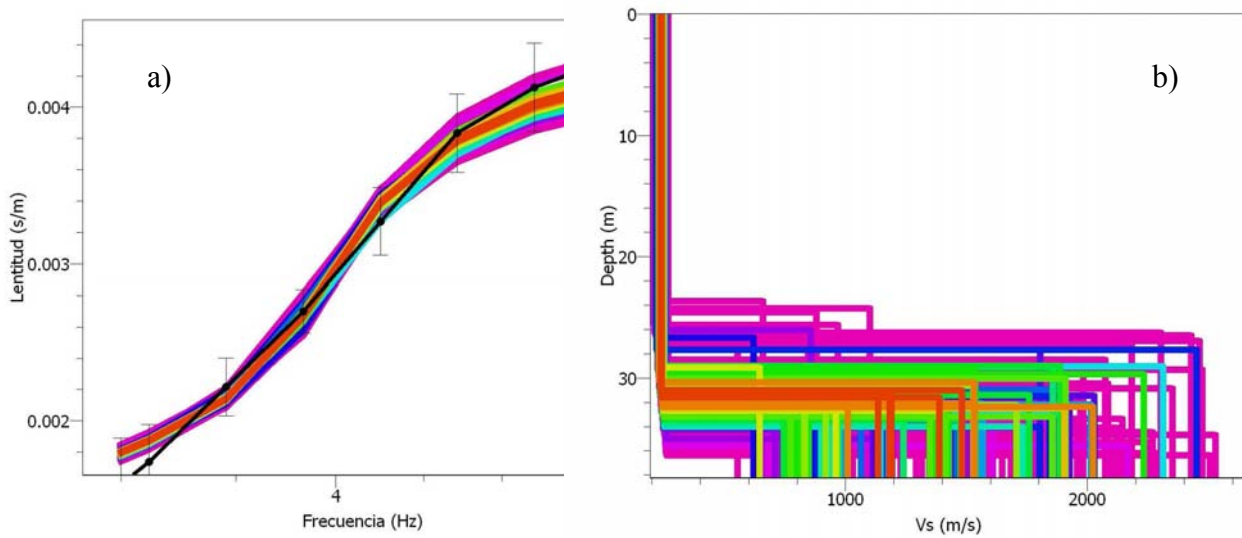
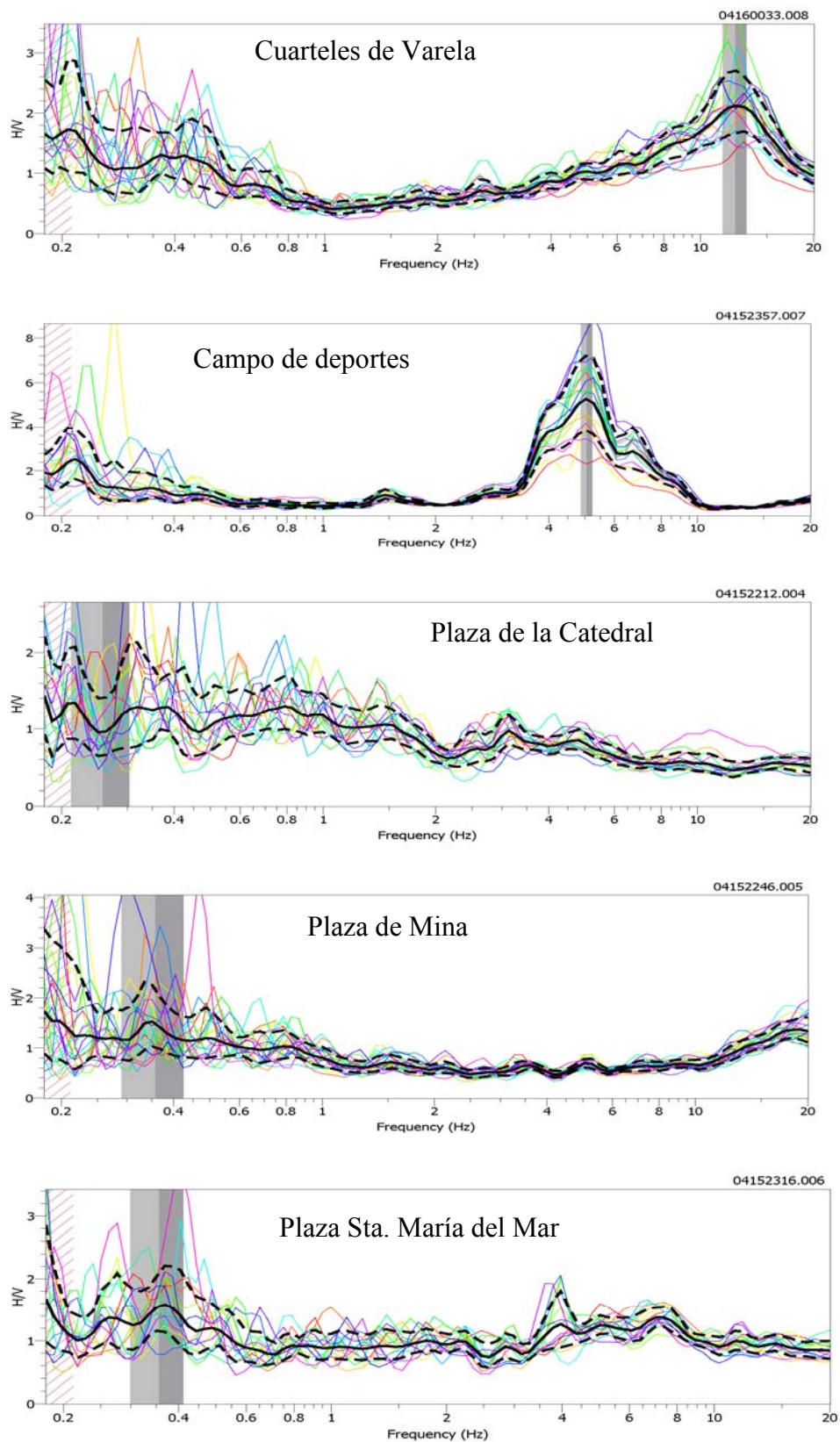


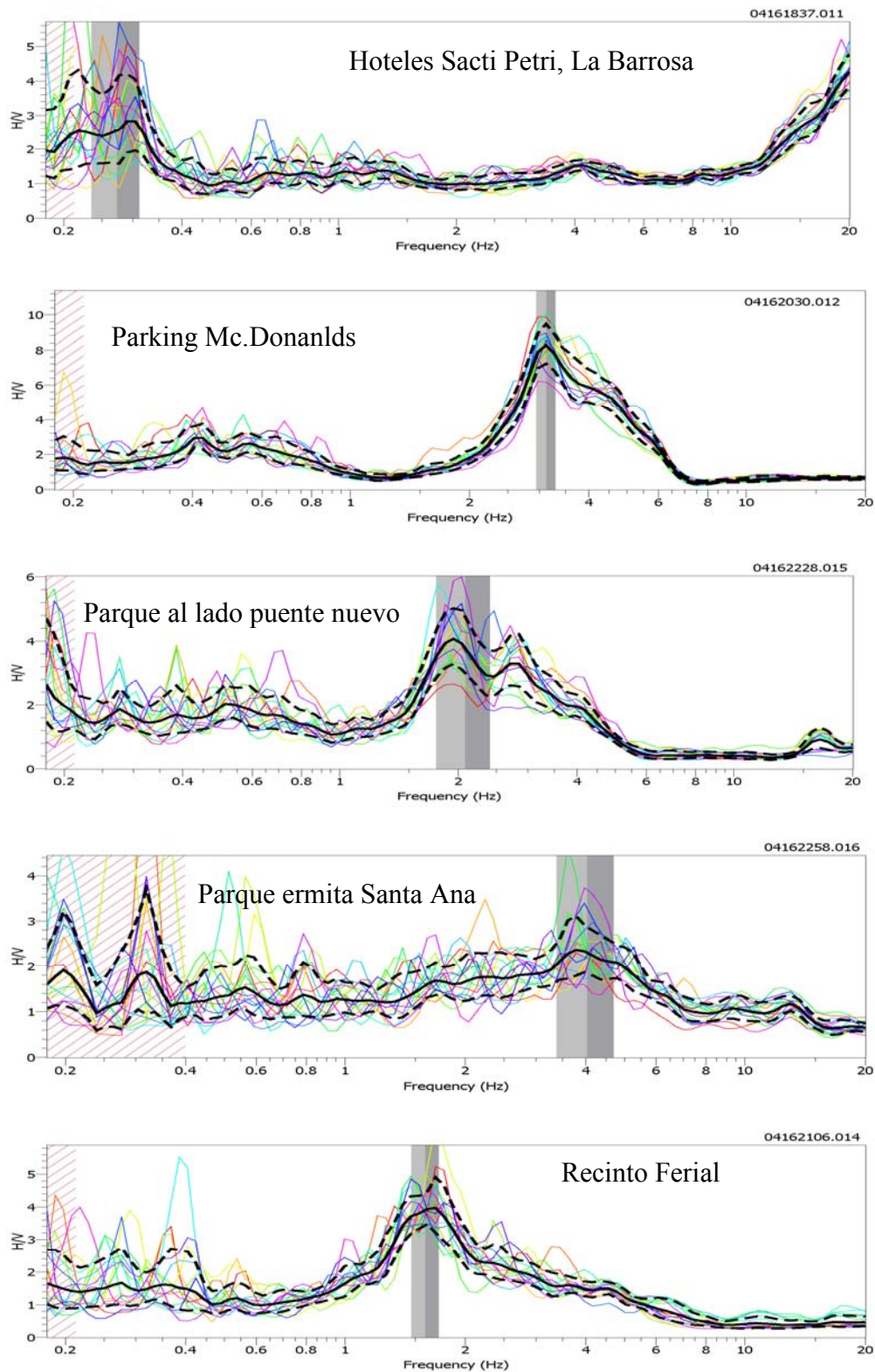
Figura A3.11. Aplicación del método de inversión del vecino usando una curva de dispersión obtenida con método FK. a) Curva de dispersión original (en negro) respecto a las generadas por los distintos modelos. b) Perfiles obtenidos por los modelos (en rojo, el óptimo de acuerdo con el menor error).

Apéndice 4. Gráficos H/V para todos los sitios seleccionados en la
Bahía de Cádiz
(Appendix 4. Graphics H / V for all selected sites in the Bay of Cadiz)

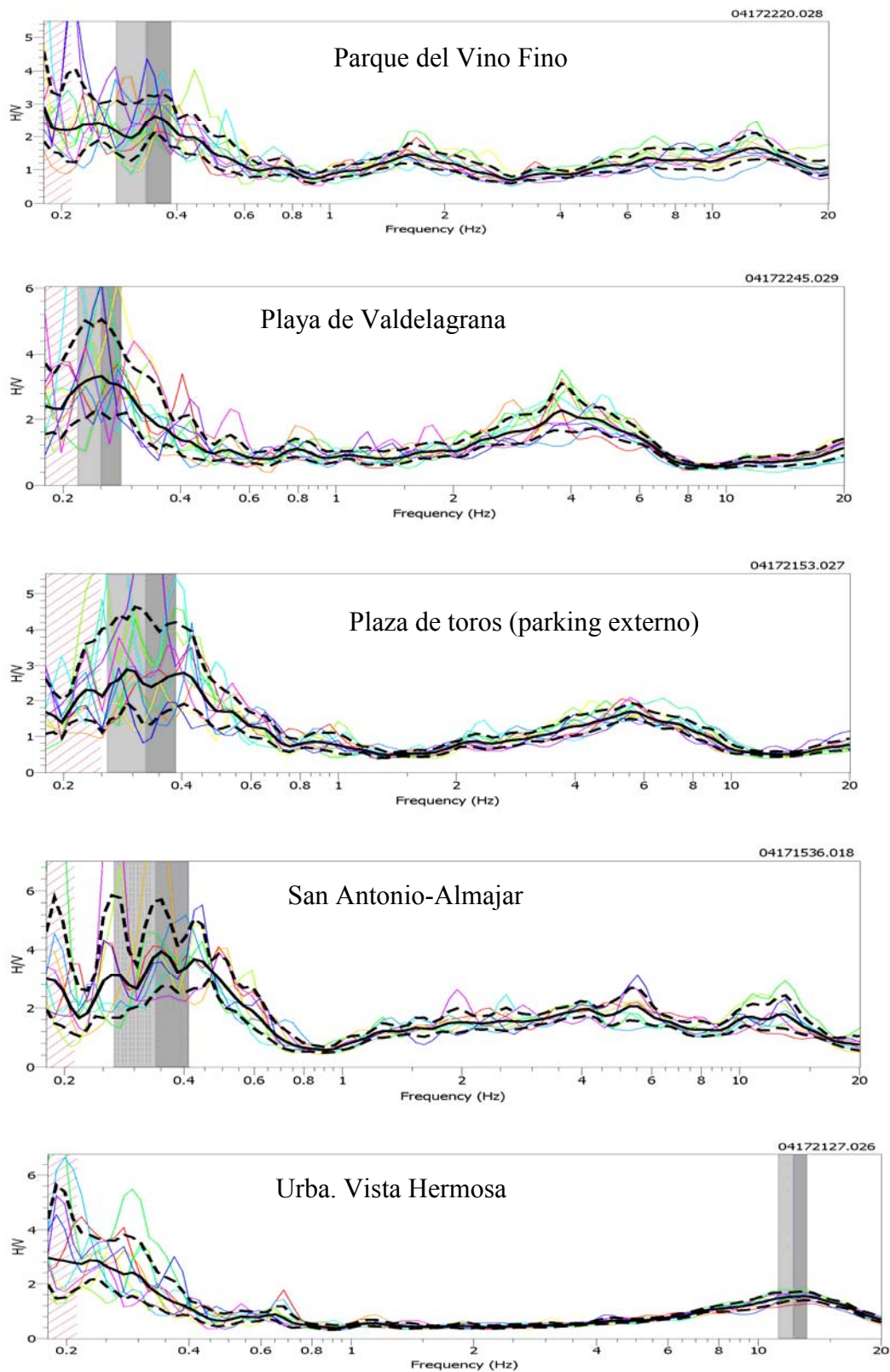
H/V Cádiz



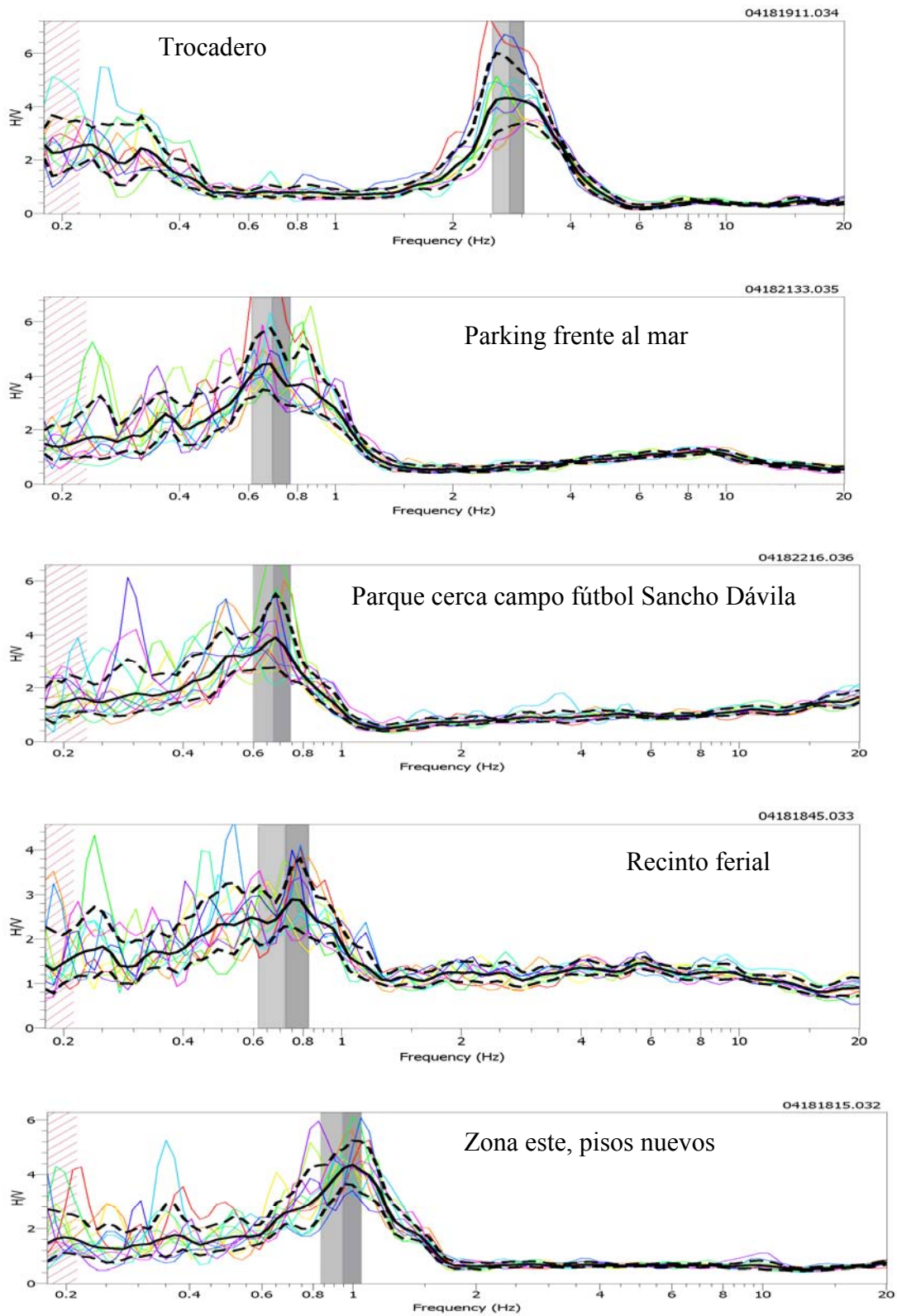
H/V Chiclana



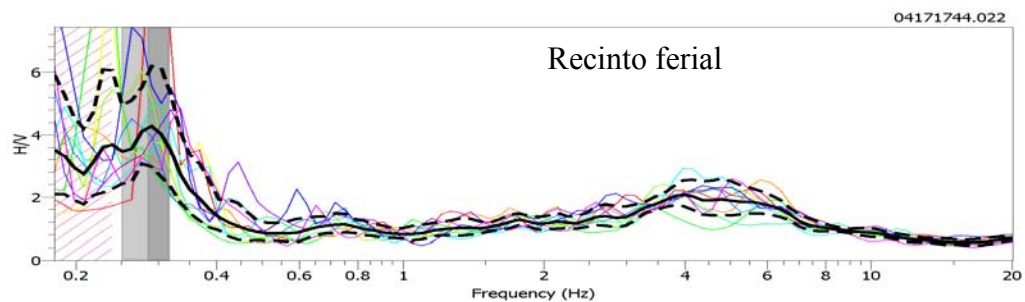
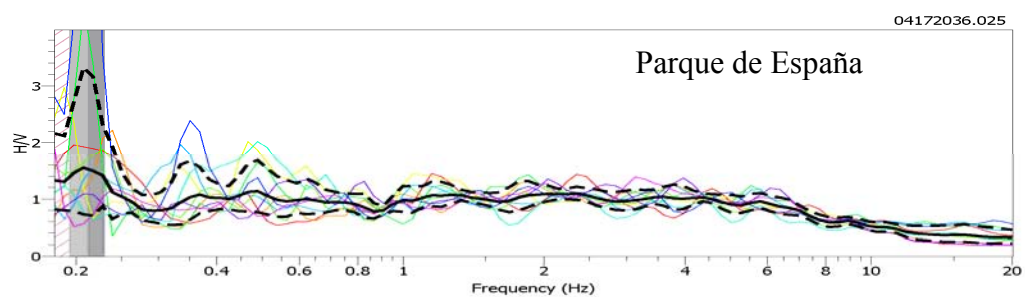
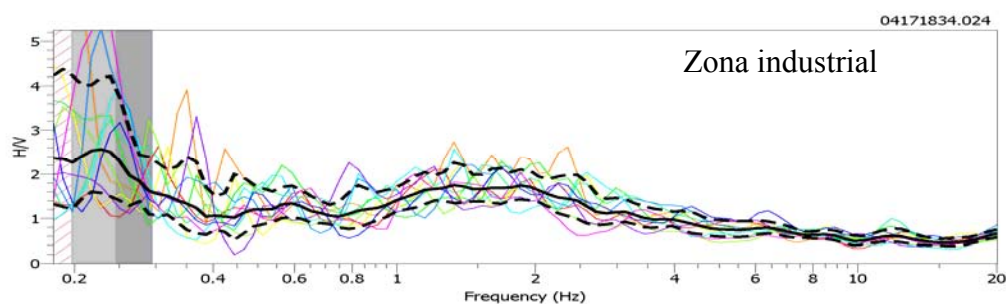
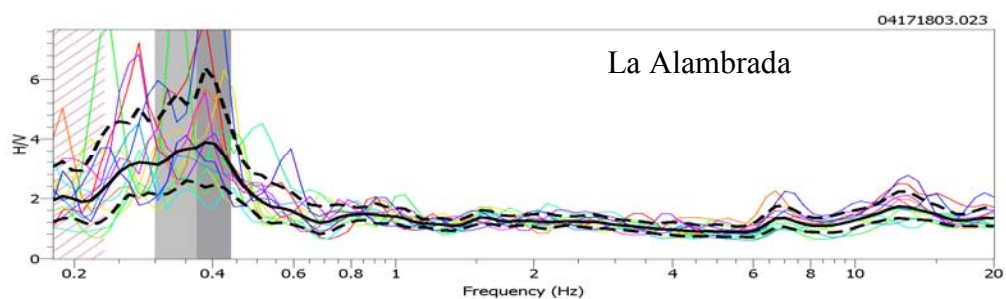
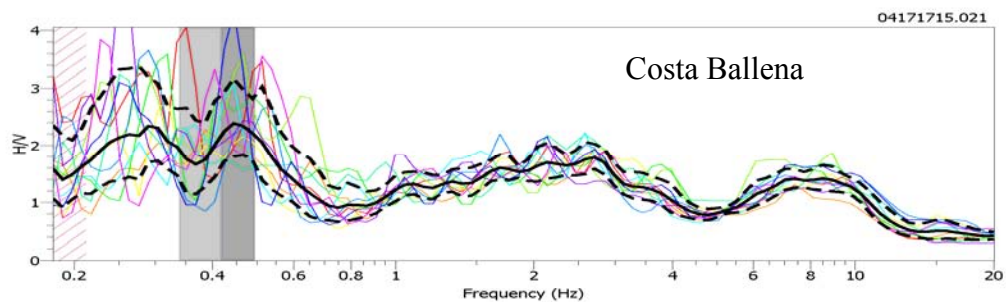
H/V El Puerto de Santa María



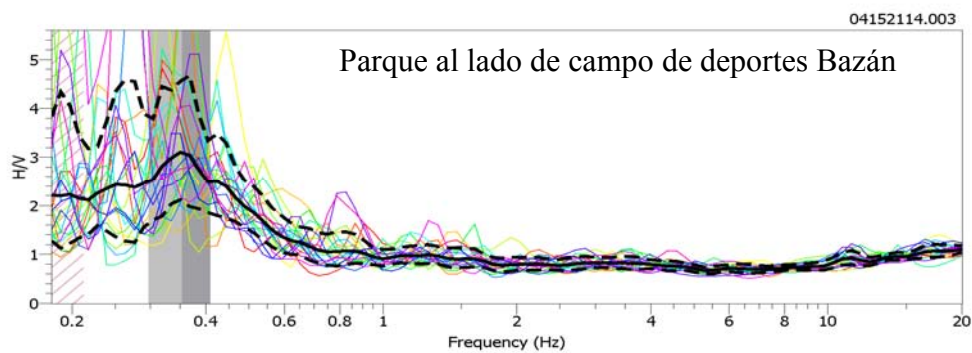
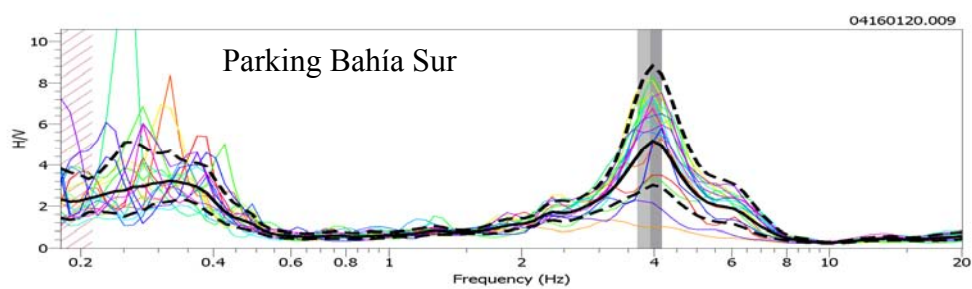
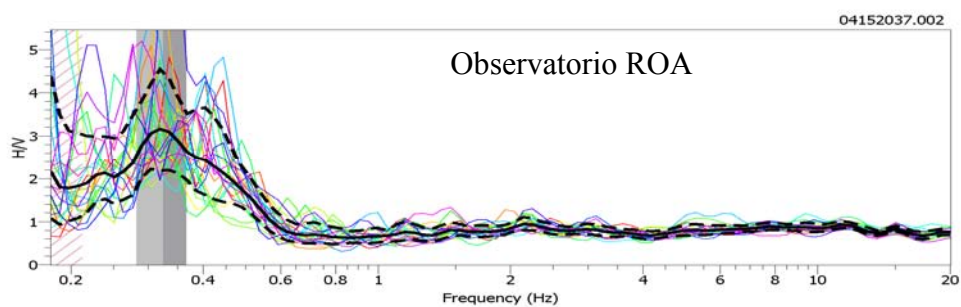
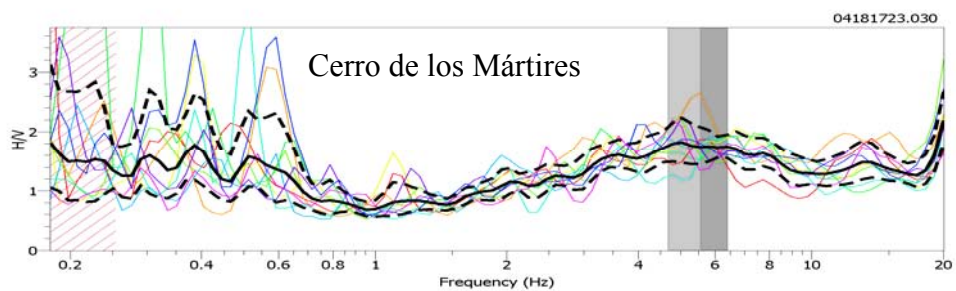
H/V Puerto Real



H/V Rota



H/V San Fernando



Comparación H/V en sitios de *arrays*

